



**Pétrographie et géochimie de volcanites archéennes
polymétamorphiques : reconstitution de l'histoire
pétrologique (zone minière Manitou-Louvem, Val d'Or,
Québec)**

Michel Girault

► **To cite this version:**

Michel Girault. Pétrographie et géochimie de volcanites archéennes polymétamorphiques : reconstitution de l'histoire pétrologique (zone minière Manitou-Louvem, Val d'Or, Québec). Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1986. Français. NNT : . tel-00739836

HAL Id: tel-00739836

<https://theses.hal.science/tel-00739836>

Submitted on 9 Oct 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GIRAULT (M.)
Ex. n° 1THESE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE, TECHNIQUE ET MEDICALE

DE GRENOBLE

12 JUIN 1987

SPÉCIALITÉ GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

MICHEL GIRAULT

UNIVERSITE DE GRENOBLE 3
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.46.42PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIEDE VOLCANITES ARCHEENNES POLYMETAMORPHIQUES-RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE PÉTROLOGIQUE-
(ZONE MINIÈRE MANITOU-LOUVEM, VAL D'OR, QUÉBEC)

Thèse soutenue le 24 novembre 1986 devant la commission d'examen:

M. R. MICHEL	- Professeur U1, Grenoble	Président
M. M. CHENEVOY	- Professeur, Lyon 1	}
M. P. GIRAUD	- Professeur U1, Grenoble	
M. M. PIBOULE	- Professeur U1, Grenoble	}
M. C. CAMPIGLIO	- Ecole des Mines (Fontainebleau)	
M. C. PICARD	- I.R.E.M., Montréal	
M. L. IMREH	- M.E.R., Québec	Invité

THESE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE, TECHNIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

SPÉCIALITÉ GÉOLOGIE APPLIQUÉE

12 JUIN 1987

PAR

MICHEL GIRAULT

UNIVERSITE DE GRENOBLE II
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE - GIGNOUX
B 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.42

PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE

DE VOLCANITES ARCHEENNES POLYMETAMORPHIQUES

-RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE PÉTROLOGIQUE-
(ZONE MINIÈRE MANITOU-LOUVEM, VAL D'OR, QUÉBEC)

NNB 10073302

Thèse soutenue le 24 novembre 1986 devant la commission d'examen:

M. R. MICHEL	- Professeur U1, Grenoble	Président
M. M. CHENEVOY	- Professeur, Lyon 1	} Rapporteurs
M. P. GIRAUD	- Professeur U1, Grenoble	
M. M. PIBOULE	- Professeur U1, Grenoble	
M. C. CAMPIGLIO	- Ecole des Mines (Fontainebleau)	} Examineurs
M. C. PICARD	- I.R.E.M., Montréal	
M. L. IMREH	- M.E.R., Québec	Invité

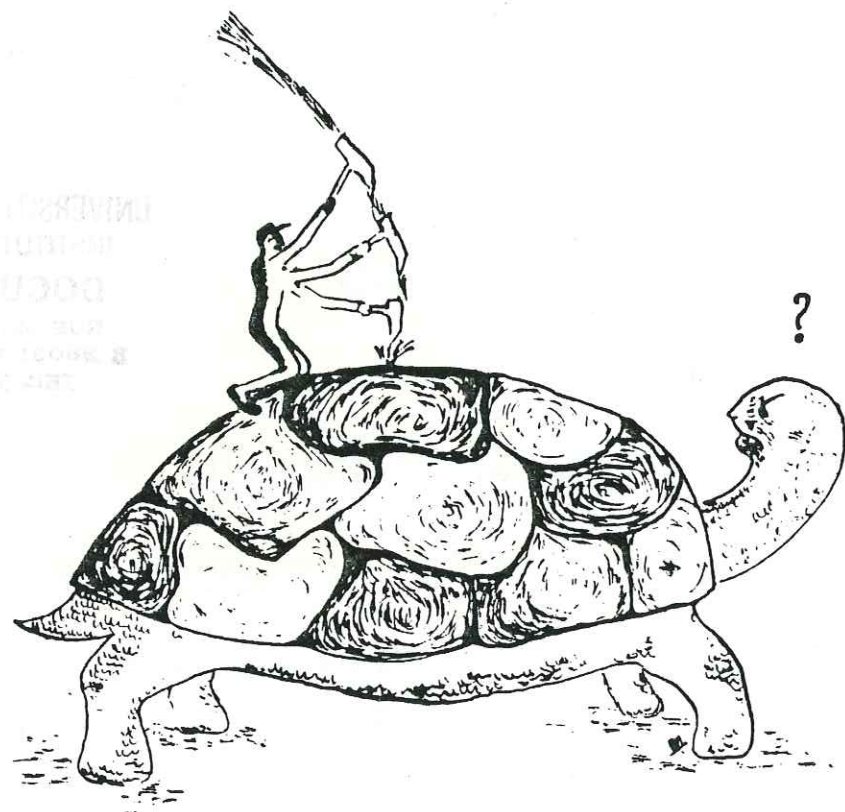


Fig. hors texte N°1

Affleurement en carapace de tortue de l'Archéen

(Dessin de Bernadette Moulin)

A ma mère et à mon père,
botaniste et minéralogiste qui,
dès ma plus tendre enfance,
m'ont appris à connaître et à aimer
les merveilles que la Création
met à chaque instant
sous nos yeux.

REMERCIEMENTS

Ce travail est le fruit d'un projet de coopération France-Québec, et je tiens tout particulièrement à remercier le Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec pour m'avoir accueilli au sein d'une de ses équipes en 1983, et facilité mon travail personnel en 1984. Je souhaite spécialement remercier Monsieur André LAURIN, Sous-Ministre Adjoint, Monsieur Jean Louis CATY, Directeur de la Géologie, et Monsieur Lazlo IMREH, Responsable de la Géologie du Nord Ouest.

Monsieur PIBOULE a suivi et dirigé cette thèse avec attention et intérêt. Outre cet aspect strictement professionnel, j'ai souvent apprécié que nos discussions, prenant racine dans la géologie, puissent s'évader hors du cadre de notre métier.

Monsieur Christian PICARD a relu et corrigé avec beaucoup d'attention mon manuscrit. Grâce aux discussions que nous avons eues en des circonstances très diverses, j'ai pu clarifier nombre de problèmes. Christian, c'est en fait plus encore au chapitre des amis que tu as ta vraie place.

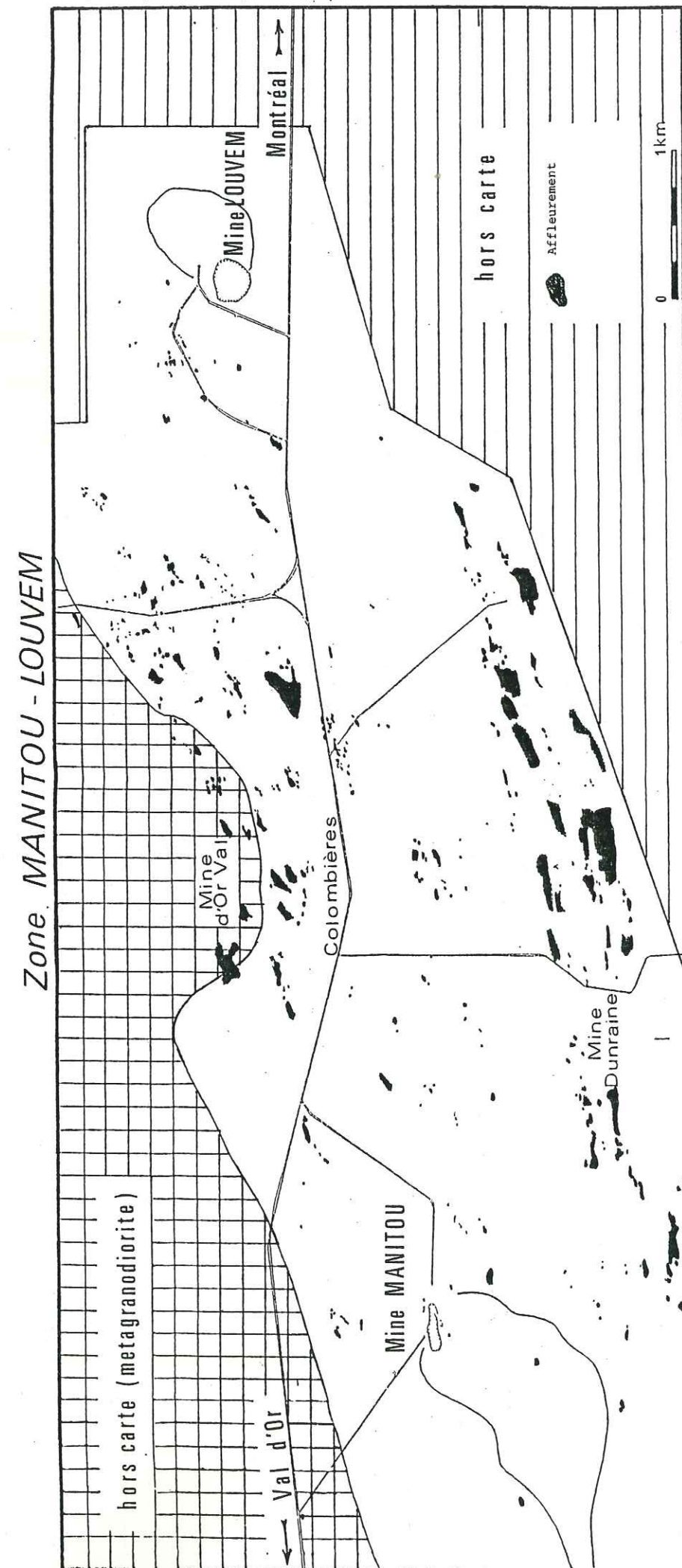
Messieurs M. CHENEVOY et P. GIRAUD, en tant que rapporteurs de ce travail, ont, par leurs nombreuses remarques, perfectionné très utilement le mémoire que je présente.

Monsieur R. MICHEL a bien voulu présider mon jury de soutenance, auquel Monsieur C. CAMPIGLIO, spécialiste de la région dans laquelle j'ai travaillé, a accepté de participer.

Au Québec, je souhaite remercier Bernadette LALONDE du Bureau du Ministère à Val d'Or, qui m'a accueilli en Abitibi, et toujours aidé très efficacement. Pierre LACOSTE, Anne MASSON, Normand BEDARD, et Robert SAVARD pour leur contribution active sur le terrain, et pour la sympathie qui nous lie maintenant; Adrienne et René BUREAU à Québec, pour la chaleur de leur hospitalité.

Cécile DOUSSE, ainsi que Madame REVOL, m'ont aidé pour la frappe du manuscrit avec gentillesse et disponibilité.

J'ai eu la volonté, dans les quelques lignes que l'on vient de lire, d'être sincère, et je pense avoir réussi. Cependant, s'il est des remerciements qui viennent du fond du cœur, qui ne sont plus des remerciements, mais des sentiments émus, ce sont ceux que j'adresse, d'une part à Bernadette, d'autre part, enfin, avant et après tous, à mes parents.



Carte d'échantillonnage
Zone Manitou - Louvem

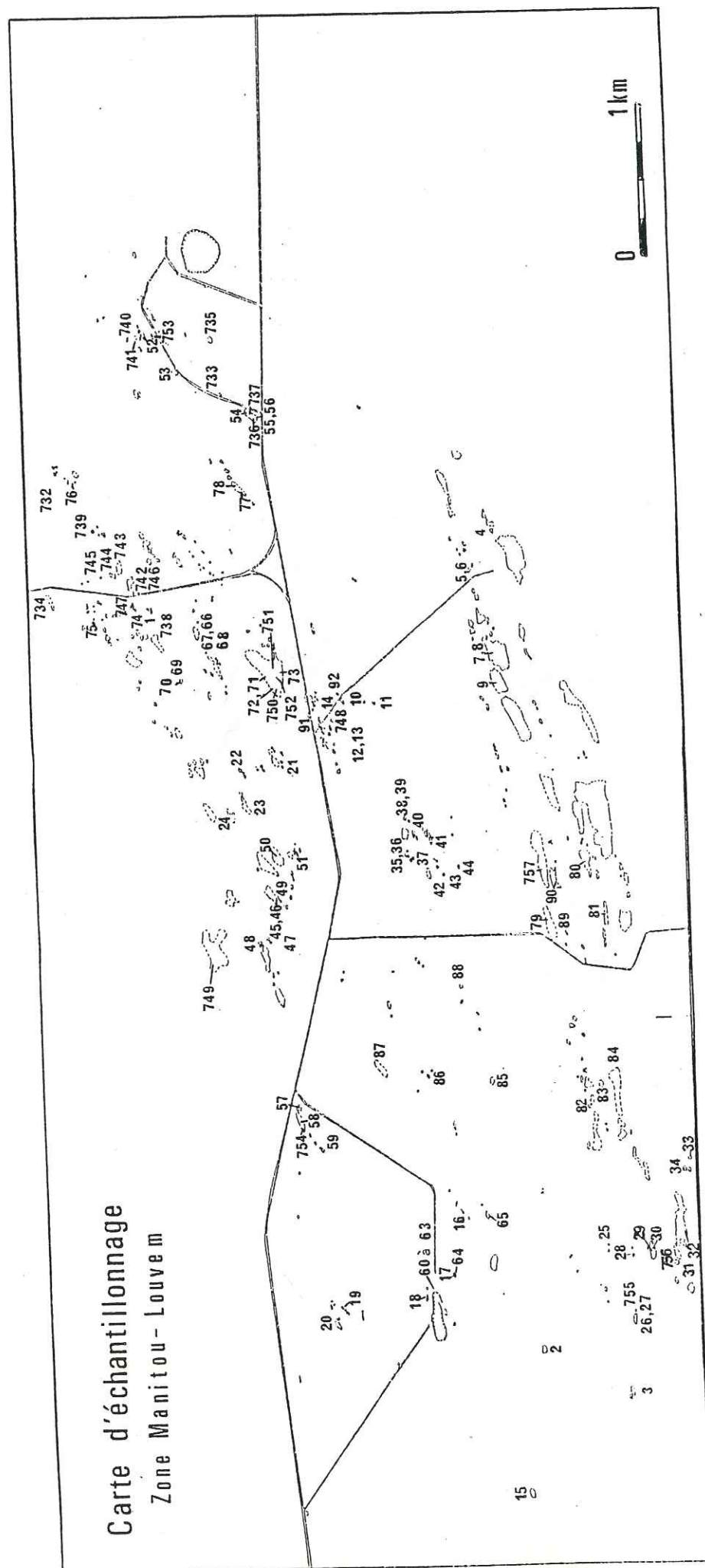


TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE.....	1
Plan de travail.....	2
CHAPITRE I: GENERALITES.....	3
Résumé.....	4
1 - SITUATION.....	4
Situation géographique végétation, géographie humaine	
2 - HISTORIQUE DES ANCIENS TRAVAUX.....	5
3 - SITUATION GEOLOGIQUE.....	8
Situation; caractères généraux du métamorphisme	
4 - LITHOSTRATIGRAPHIE REGIONALE ET LOCALE.....	11
Généralités - Description des formations de DUBUISSON, JACOLA, VAL D'OR, et HEVA - Caractères du batholite de Bourlamaque.	
5 - GEOLOGIE ECONOMIQUE LOCALE.....	15
CHAPITRE II: PETROGRAPHIE DE LA ZONE MANITOU-LOUVEM.....	17
INTRODUCTION.....	18
A: PREMIERE PARTIE: DESCRIPTION DU TERRAIN.....	18
RESUME.....	18
1 - NOMENCLATURE ET DISTINCTIONS PETROGRAPHIQUES.....	19
2 - LITHOSTRATIGRAPHIE.....	21
Choix d'un Horizon-Répère - Description sommaire de la carte-Critères de polarité - Structure (litage; schistosités: S1, S2, S3; fractures).	
CONCLUSION.....	25
B: DEUXIEME PARTIE: DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES DES FACIES.....	26
RESUME.....	26
1 - GENERALITES: RECHERCHE DES PARAGENESES MAGMATIQUES.....	26

2 - BASALTES A BOULES D'EPIDOTE ET AMPHIBOLES (Basaltes à "Am-Ep")..27	
Description macroscopique, microscopique, et interprétations.	
3 - LEUCOBASALTES APHYRIQUES.....30	
4 - BASALTES MICROPORPHYRIQUES A PLAGIOCLASE: Basaltes à "Pl".....31	
Description macroscopique, microscopique et interprétations.	
5 - ANDESITES MICROPORPHYRIQUES ET PORPHYRIQUES A PLAGIOCLASE.....35	
Description macroscopique, microscopique et interprétations.	
6 - ANDESITES et DACITES PORPHYRIQUES MASSIVES.....39	
Description macroscopique, microscopique et interprétations.	
7 - LAVES FELSQUES (dacites et rhyolites).....42	
Description macroscopique et microscopique, interprétations.	
8 - FILON -COUCHES DE MICRODIORITE QUARTZIQUE ET DE MICRO-GRANITE ALBITIQUE.....50	
Description macroscopique et microscopique des différents faciès - Textures granophyriques - Interprétations.	
9 - EXHALITES.....59	
10 - PYROCLASTITES.....60	
INTRODUCTION: NOMENCLATURE DES PYROCLASTITES.....60	
LES PYROCLASTITES DE LA ZONE MANITOU-LOUVEM.....61	
10.1 Description macroscopique.....62	
Composition de la matrice - Nature des pyroclastes	
10.2 Pétrographie microscopique.....63	
Microtexture de la matrice et des fragments	
10.3 Caractères des affleurements.....65	
Orientation de la stratigraphie - Granulométrie - Brèches monogéniques et polygéniques.	
10.4 Exemple d'analyse d'un affleurement.....67	
10.5 Interprétations et discussion.....68	
Type de dépôt - Brèches monogéniques et polygéniques - Interprétations volcanosédimentaire et magmatique.	
11 - FILONS MAFIQUES et EPICLASTITES.....69	
12 - CONCLUSIONS.....70	

CHAPITRE III: INFLUENCE DES METAMORPHISMES ET DE LA DEFORMATION.....73	
INTRODUCTION.....74	
A: PREMIERE PARTIE: INFLUENCE DE LA DEFORMATION.....75	
RESUME.....75	
1 - LA SCHISTOSITE.....75	
2 - INFLUENCE DE LA DEFORMATION SUR LES MICROTEXTURES.....76	
2.1 Phénocristaux de plagioclase.....77	
2.2 Le quartz.....78	
2.3 La calcite.....79	
2.4 Les phyllosilicates.....79	
2.5 La tourmaline.....81	
2.6 Textures résultant des cisaillements.....81	
2.7 Conclusion.....81	
B: DEUXIEME PARTIE: INFLUENCE DES METAMORPHISMES.....82	
RESUME.....82	
1 - INTRODUCTION et GENERALITES SUR LES MINERAUX DU METAMORPHISME.....83	
2 - MINERAUX DU GROUPE DE L'EPIDOTE.....84	
Reconnaissance - Composition - Epidotes nuageuses - Texture - Répartition - Conclusion.	
3 - LES PLAGIOCLASES.....90	
Composition, altération, nature et origine des pseudomorphoses - Conclusion.	
4 - LES CHLORITES.....94	
Localisation - Composition - Interprétations (zones minéralisées et non minéralisées) - Conclusion.	
5 - LA BIOTITE.....98	
6 - LES CARBONATES.....99	
Répartition - Nature - Composition - Chronologie et conditions de mise en place - Conclusion.	
7 - LES MICAS BLANCS.....104	
Nature - Localisation - Interprétations.	
8 - LES AMPHIBOLES.....107	
9 - LA TOURMALINE.....108	
10 - ALTERATION SUPERFICIELLE RECENTE DES ROCHES.....109	
C: CONCLUSION: NATURE DES METAMORPHISMES ET DES ALTERATIONS.....111	
1 - LA SPILITISATION.....111	
2 - LE METAMORPHISME REGIONAL KENOREEN.....112	
3 - HYDROTHERMALISMES SILICEUX ET POTASSIQUE.....113	

RESUME.....117

1 - EXPOSE DES PROBLEMES.....117

- 1.1 But de l'étude.....118
- 1.2 Problèmes d'échantillonnage.....118
- 1.3 Rappel des conclusions d'intérêt géochimique de.....119
 - l'étude pétrographique
 - Problèmes des altérations - Magmatisme.
- 1.4 Principe de la diagrammatique en géochimie.....120
- 1.5 Etude des moyennes.....121

2 - CARACTERES DU MAGMATISME.....126

- 2.1 Choix d'un indice de différenciation.....126
- 2.2 Origine magmatique des roches: liquides ou cumulats.....126
- 2.3 Classification et typologie magmatique.....128
- 2.4 Nature des séries sub-alkalines.....130
 - Diagrammes Al_2O_3 -F-M, Ti-Zr, Ti/100-Zr-Yx3, Spectres de Bougault .
- 2.5 Pétrogenèse133
 - 2.5.1 Evolution pétrogénétique.....134
 - 2.5.2 Précisions sur le fractionnement.....135

3 - ORIGINE DES MAGMAS.....139

Identité de sources ? - La fusion partielle.

4 - CAS PARTICULIERS.....141

Roches intrusives, roches felsiques, pyroclastites.

5 - CONCLUSIONS SUR LA NATURE DU MAGMATISME.....143

6 - INFLUENCE DES ALTERATIONS.....144

- 6.1 Géochimie des éléments mobiles.....145
 - Le potassium, le sodium, le calcium (et le strontium)
- 6.2 Géochimie des altérations.....148
 - 6.2.1 La spilitisation.....148
 - 6.2.2 Altérations au voisinage des minéralisations.....151
 - Mobilité du potassium et du sodium, silicification.
- Conclusion de l'étude des altérations.....153

CONCLUSIONS GENERALES.....157

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXES

LISTES DES FIGURES

- Fig.1 Saracenia purpurea.....5
- Fig.2 Cornus canadensis.....5
- Fig.3 Carte des bandes gneissiques et volcaniques de l'Abitibi.....7
- Fig.4 Ceinture de roches vertes de l'Abitibi.....7
- Fig.5 Complexes volcaniques centraux de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi.....7
- Fig.6 Stratigraphie de l'Abitibi méridional.....10
- Fig.7 Carte stratigraphique de la région de Val d'Or-Amos.....10
- Fig.8 Corrélation lithostratigraphique des deux flancs de l'anticlinal de La Motte-Vassan.....10
- Fig.9 Localisation des entités volcaniques et des centres reconnus d'émission volcanique de la région de Val d'Or.....12
- Fig.10 Contact du batholite de Bourlamaque.....14
- Fig.11 Géologie de la zone Manitou-Louvem (carte).....20
- Fig.12 Kinks, où l'on observe le plissement de la schistosité S2 par la troisième phase de cisaillement.....24
- Fig.13 Orientations moyennes des principaux systèmes de fractures, et des filons de quartz de la zone Manitou-Louvem.....24
- Fig.14 Fantôme de microphénocrystal magmatique de pyroxène actinotisé et chloritisé.....28
- Fig.15 Paragenèses magmatiques des basaltes à boules d'épidote et amphibole.....29
- Fig.16 Coussins de leucobasalte aphyrique.....30
- Fig.17 Brèche de coulée à coussins entiers ou peu fragmentés.....31
- Fig.18 Exemple de brèche de coulée nettement plus clastique que sur Fig.17.....32
- Fig.19 Cristal de tourmaline poecilitique.....33
- Fig.20 Fragments hyaloclastiques.....34
- Fig.21 Paragenèse magmatique des basaltes microporphyriques à plagioclase.....34
- Fig.22 Coulée d'andésite en grands coussins.....35
- Fig.23 Fantôme de microphénocrystal de plagioclase partiellement épidotisé.....37
- Fig.24 Amas de lamelles de chlorite dérivant de fantômes de minéraux ferro-magnésiens.....37
- Fig.25 Paragenèse magmatique des andésites microporphyriques à plagioclase.....39
- Fig.26 Macrotextures des andésites-dacites porphyriques massives.....40
- Fig.27 Paragenèse magmatique des andésites-dacites porphyriques massives.....42
- Fig.28 Brèche de coulée dacitique.....43
- Fig.29 Brèche de coussins dacitique.....44
- Fig.30 Brèche de coulée dacitique.....44
- Fig.31 Paragenèse magmatique des dacites et rhyolites.....49
- Fig.32 Microgranite albitique.....50
- Fig.33 Albite en échiquier.....52
- Fig.34 Hypothétique quartz rhyolitique totalement recristallisé.....53
- Fig.35 Paragenèse magmatique des microgranites albitiques.....53
- Fig.36 Paragenèse magmatique des microdiorites quartziques.....56
- Fig.37a Amorce de textures granophyriques.....57
- Fig.37b Texture granophyrique arborescente typique (3 figures).....57
- Fig.38 Classification granulométrique des pyroclastes et des dépôts pyroclastiques bien triés.....60
- Fig.39 Faciès extrêmes et mélanges formés à partir de pyroclastes.....60
- Fig.40 Tuf à lapilli felsiques fortement étirés par le cisaillement.....63
- Fig.41 Contact stratigraphique montrant la superposition d'une unité de tuf à débris par une unité de tuf à lapilli.....66
- Fig.42 Exemple de brèche pyroclastique monogénique.....66
- Fig.43 Exemple de brèche pyroclastique polygénique.....67
- Fig.44 Exemple d'analyse volcanologique d'un affleurement de brèche pyroclastique.....67
- Fig.45 Etirement mécanique d'un microphénocrystal de feldspath sous l'effet d'un cisaillement.....77
- Fig.46 Ombre de pression à quartz + chlorite.....78

Fig.47 Maclage tectonique de cristaux de calcite situés dans des veines recoupantes.....	79
Fig.48 Calcite cristallisée sous contrainte	79
Fig.49 Microveinules anastomosées de micas blancs.....	80
Fig.50 Amas de paillettes de mica blanc formé sous l'effet d'un cisaillement.....	80
Fig.51 Amas de cristaux de chlorite à extinction roulante.....	80
Fig.52 Imitation tectonique d'une texture à lapilli soudés.....	81
Fig.53 Fantôme de microphénocrystal de plagioclase épidotisé et chloritisé.....	89
Fig.54 Effets progressifs de la silicification des pseudomorphoses albitiques de plagio- clase (début de remplacement)	93
Fig.55 Effets progressifs de la silicification des pseudomorphoses albitiques de plagioclase (pseudomorphose totale)	93
Fig.56 Résumé des évolutions possibles d'un phénocrystal de plagioclase au cours des différentes phases d'altérations.....	94
Fig.57 Diagramme de classification des chlorites.....	96
Fig.58 Répartition des chlorites ferrifères et magnésiennes en fonction de la maficité de la roche.....	97
Fig.59 Diagramme FeOt/MgO roche - FeOt/MgO chlorite.....	98
Fig.60 Répartition des carbonates secondaires.....	103
Fig.61 Diagramme de classification des micas blancs.....	105
Fig.62 Degrés d'incompatibilité des principaux éléments hygromagmaphiles.....	121
Fig.63 Interprétations magmatiques simples tirées de l'examen des tableaux d'analyses.....	124
Fig.64 Diagramme SiO ₂ -Zr/TiO ₂ de Winchester et Floyd.....	129
Fig.65 Diagramme Zr/TiO ₂ -Nb/Y de Winchester et Floyd.....	129
Fig.66 Diagramme Al ₂ O ₃ -F-M de Besson et Fontailles.....	131
Fig.67 Diagramme AFM.....	131
Fig.68 Diagramme Ti-Zr.....	131
Fig.69 Diagramme Ti/100-Zr-YX3 de Pearce et Cann.....	131
Fig.70 Spectres Nb-Zr-Ti-Y-V d'après Bougault.....	133
Fig.71 Diagramme Nb-Zr.....	133
Fig.72 Diagramme Y-Zr.....	134
Fig.73 Diagramme logY-logZr de Pearce et Norry.....	136
Fig.74 Diagramme logNb-logZr de Pearce et Norry.....	136
Fig.75 Diagramme logTi-logZr de Pearce et Norry.....	138
Fig.76 Diagramme log Zr/Y-log Zr	138
Fig.77 Diagramme log Cr-logY.....	140
Fig.78 Diagramme log(Co, Cr, Ni)-logZr.....	140
Fig.79 Principaux caractères pétrographiques et géochimiques des altérations.....	144
Fig.80 a-Diagramme K ₂ O-SiO ₂	146
b-Diagramme Na ₂ O-SiO ₂	
c-Diagramme CaO-SiO ₂	
d-Diagramme Na ₂ O-CaO	
Fig.81 Teneurs en sodium et pourcentages de microphénocristaux de plagioclase des basaltes à plagioclase.....	147
Fig.82 Variation de composition des microdiorites quartziques étudiées, par rapport aux roches andésitiques de l'Abitibi.....	150
Fig.83 Résumé des variations de composition observées par MOTTI (1982) après altération hydrothermale de basaltes.....	150
Fig.84 Carte géologique autour de la mine Manitou.....	Annexe n°1
Fig.85 Coupe géologique à travers la mine Manitou.....	Annexe n°1
Fig.86 Reconstitution de la forme initiale du gisement de Manitou.....	Annexe n°1
Fig.87 Production et réserves de la mine Louvem.....	Annexe n°2

LISTE DES TABLEAUX

1 Critères de distinction des principales microtextures	71
2 Composition chimique moyenne des chlorites.....	95
3 Composition chimique moyenne des micas blancs	104
4 Liste des figurés employés en géochimie	116
5 Moyennes des teneurs en éléments majeurs (laves et roches intrusives)	122
6 Moyennes des teneurs en éléments majeurs (pyroclastites)	123
7 Composition moyenne des volcanites de l'Abitibi, d'après JOLLY (1977)	123
8 Composition chimique moyenne des microdiorites quartziques de la zone Manitou-Louvem (ce travail), des andésites calco-alcalines de l'Abitibi (JOLLY, 1977) et de la dio- rite de Bourlamaque (CAMPIGLIO, 1977)	149

LISTE DES ANNEXES

1 Description de la mine Manitou
2 Description de la mine Louvem
3 Analyses chimiques des roches (majeurs et traces)
4 Composition chimique et caractères optiques des chlorites
5 Composition chimique et caractères optiques des plagioclases
6 Mode opératoire et remarques concernant les analyses à la microsonde
7 Analyses chimiques et formules structurales des épidotes, chlorites, micas blancs et plagioclases
8 Evaluation visuelle de la composition chimique des roches

LISTE DES CARTES HORS-TEXTE

1 Zone Manitou-Louvem: Situation géographique et carte d'affleurement
2 Carte d'échantillonnage

LISTE DES ABREVIATIONS

Ab: Albite
 Abmès: Albite de la mésostase
 Ab por: microphénocristaux, ou phénocristaux d'albite
 Ac: Actinote
 Al: Allanite
 Am: Amphibole
 An: Anorthite
 Ap: Apatite
 Basaltes à "Am-Ep": Basaltes à boules d'épidote et amphiboles
 Basaltes à "Pl": Basaltes microporphyriques à plagioclase.
 Bi: Biotite
 Ca: Carbonates du groupe Calcite-dolomite
 Ch: Chlorite
 Cpx: clinopyroxène
 Cz: Clinozoïsite
 Ep ou Ep s.s.: Epidote pistachite
 Ep s.l. Minéraux du groupe de l'épidote
 Fe-Mg: Minéral ferromagnésien sans autres précision.
 Hb: Hornblende
 Il: Ilménite
 L.N: Au microscope lumière naturelle (polarisée une fois)
 L.PA: lumière polarisée et analysée
 Lx: Leucoxène
 Mt: Magnétite
 Mu: Muscovite
 Op: Minéraux opaques
 Opx: Orthopyroxène
 Or: Orthose
 Pg: Paragonite

Pl: Plagioclase
 Px: Pyroxène
 Qzbi: Quartz bipyramidé
 Qzmès: Quartz de la mésostase
 Qzrhy: Quartz rhyolitique
 Ru: Rutil
 To: Tourmaline
 Var: variable
 Zo: Zoïsite
 Zr: Zircon

Abondance des minéraux

Lorsqu'il n'est pas donné d'évaluation chiffrée:
 + désigne un minéral abondant
 + ou - désigne un minéral qui, sans être abondant, est fréquent.
 - désigne un minéral uniquement signalé (moins de 5 sections dans une lame mince).
 0, x mm, etc: quelques dixièmes de millimètres

INTRODUCTION GENERALE

Ce travail est le fruit d'un projet de coopération France-Québec.

Le projet initial prévoyait la cartographie, à l'échelle 1:5000, de l'étroite bande de terrain comprise entre les mines Manitou et Louvem. Deux saisons complètes semblaient envisagées pour sa réalisation.

La durée du projet ayant ensuite été ramenée à une saison (été 1983); une courte seconde saison (été 1984), a seulement permis d'accroître l'échantillonnage et de faire quelques vérifications.

L'examen de la carte montre que, dans la région initialement délimitée, la densité d'affleurements est comprise entre 0,5% et 1%. Nous avons inclus à cette étude la grande bande d'affleurements quasi-continue située au sud du terrain, portant ainsi la densité d'affleurement à un pourcentage très honorable pour l'Abitibi (4 à 5%), quoiqu'avec une très mauvaise répartition générale (carte hors texte de la Zone Manitou-Louvem.)

En ce qui concerne les minéralisations, les mines Manitou et Louvem sont fermées, noyées et localement effondrées. En outre, des affleurements miniers ne sont visibles que sur la moitié d'une des huit principales zones anciennement exploitées.

En raison de ces contraintes nous avons peu à peu modifié l'objectif général de ce travail, pour en faire une méthodologie d'étude de laves archéennes métamorphisées appartenant à un environnement à minéralisations de sulfures massifs éventuellement aurifères.

On pourrait la résumer ainsi:

- Est-il possible de mener à bien une étude pétrographique fine sur des roches dont on a souvent tout dit en deux mots: Roches vertes ?
- Une telle étude ne devrait-elle pas être nécessaire en géologie?

Cette nouvelle orientation a l'avantage de permettre une meilleure généralisation qu'une simple "géologie de la zone Manitou-Louvem".

Plan du travail.

Le chapitre I a un caractère essentiellement bibliographique. On y rappelle les grands traits de la géologie régionale et locale, en fournissant les éléments permettant d'insérer le terrain, ou "Zone Manitou-Louvem", au sein des structures de plus grandes dimensions qui constituent la ceinture de roches vertes de l'Abitibi.

Le chapitre II est principalement descriptif: on étudie d'abord globalement la zone Manitou-Louvem, où l'on définit une lithostratigraphie locale. Une seconde partie, nettement plus longue, est consacrée à l'étude pétrographique précise des principaux faciès reconnus.

Le but de ce chapitre est double: il s'agit, d'une part, de reconnaître précisément l'héritage magmatique des roches étudiées et, d'autre part, d'accumuler des observations sur la minéralogie et la texture des différents faciès après action des métamorphismes, des altérations (parfois liées à des minéralisations), et des cisaillements. Chaque description de faciès est suivie d'un paragraphe d'interprétations, mais la synthèse générale, notamment en ce qui concerne le métamorphisme, est faite au chapitre III.

Dans la troisième partie, afin de préciser les modifications texturales et minéralogiques imposées aux volcanites originelles par les différentes phases de cisaillement et de métamorphisme, on y traite, de façon thématique, la déformation et les altérations ("spilitique", metasomatique, métamorphique générale) en se fondant sur une étude précise des principaux minéraux participant ou issus de ces phénomènes. On relève ainsi des critères de prospection, et on comprend quelles sont les causes de l'"homogénéisation" minéralogique et texturale de faciès souvent bien différents.

Le chapitre IV est consacré à la géochimie (éléments majeurs et certaines traces*) des volcanites de la zone Manitou-Louvem. On y confirme les distinctions pétrographiques d'origine magmatique et d'origine métamorphique, on discute la nature du magmatisme et les conclusions tirées d'études antérieures (car à Val d'Or les éléments en trace ont très peu été utilisés pour l'étude des magmas), et on examine, d'un point de vue géochimique, les altérations et leur éventuelle corrélation aux zones minéralisées.

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS

* Y, Sr, Rb, Zr, Nb, Co, Cr, Cu, Ni, Zn, V, Li, Pb, Ag.

RÉSUMÉ

La région étudiée couvre 20 km² près de la ville de Val d'Or (Abitibi Est, Québec, Canada). Elle appartient à la partie méridionale de la ceinture volcanique de l'Abitibi. Plus précisément, elle est localisée au centre du complexe volcanique central de Val d'Or où les laves felsiques et les roches pyroclastiques de tendance calco-alcaline plus ou moins accusée abondent.

Par ces caractères, le complexe de Val d'Or tranche nettement sur les "plaines de lave abyssales", mafiques et ultramafiques, tholéitiques et komatiitiques qui l'entourent (formation de Dubuisson, etc.).

La région de Val d'Or est particulièrement riche en minéralisations. Pour nous, cette richesse est attestée par la présence des mines de sulfures volcanogènes massifs de Manitou et Louvem (Cu, Zn, Ag, Au). Elles sont maintenant fermées. La seule mine en exploitation est la mine d'Or Val où l'on exploite l'or contenu dans des veines de quartz recoupant la partie méridionale du batholite de Bourlamaque.

I - SITUATION

I.1 - SITUATION GÉOGRAPHIQUE.

La région étudiée est située à l'est du Canada (Province de Québec), à 500km au Nord-Ouest de Montréal et à 15km à l'est de la ville minière de Val d'Or (comté d'Abitibi-est). Elle couvre 20km², à la limite des cantons de Bourlamaque et de Louvicourt, le long de la route 117. (Carte: feuillet 32 C 4, de 48°04'30" à 48°06'30" de latitude nord, et de 77°37' à 77°31' de longitude ouest).

L'altitude moyenne est de 350m, les uniques reliefs étant constitués par des bosses d'affleurements arrondis et des eskers liés à la morphologie glaciaire quaternaire. La région de Val d'Or fait partie du bassin versant de la baie James, vaste échancrure de la baie d'Hudson. Une zone marécageuse d'orientation WSW-ENE traverse le terrain, limitée au sud par une bande d'affleurements proéminents et au nord par les affleurements du batholite de Bourlamaque.

I.2 - VÉGÉTATION, GÉOGRAPHIE HUMAINE.

La région est entièrement couverte de forêt (dispersée dans les zones marécageuses) dont les espèces principales sont l'Épinette Noire (*Picea Nigra*), le Bouleau et le Tremble.

Dans les tourbières, la Saracine (*Saracenia purpurea*: Fig 1), plante carnivore, emblème de la province de Terre-Neuve, fleurit assez abondamment au mois de Juin.

Les baies comestibles mûrissent principalement aux mois de Juillet et d'Août. Ce sont les Bleuets ou Myrtilles (*Vaccinium Angustifolium*), les Franboises, le Cornouiller de Canada (*Cornus Canadensis*: Fig 2), et le Thé des bois (*Gaulthéria*).

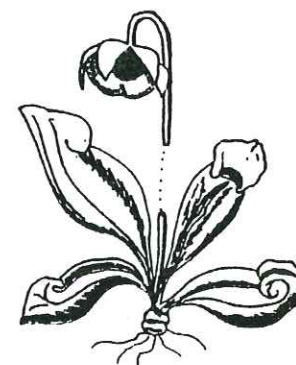


Fig. 1 *Saracenia purpurea*.

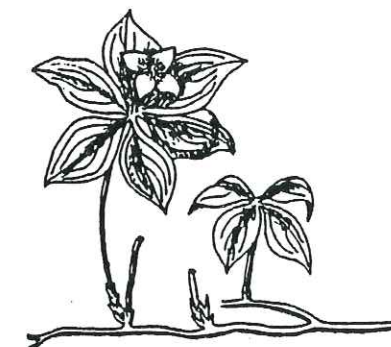


Fig. 2 *Cornus Canadensis*

Les seules habitations à caractère permanent sont celles du village de Colombières, qui compte une quinzaine d'habitants. La mine d'Or Val, la laverie de l'ancienne mine Manitou et les bureaux situés à l'ancienne mine Louvem emploient quelques dizaines de personnes.

2 - HISTORIQUE DES ANCIENS TRAVAUX

Ce chapitre donne quelques points de repère bibliographiques du début du siècle à nos jours, permettant de situer l'évolution des idées et des méthodes. Les études citées comportent généralement une solide bibliographie, à laquelle on pourra se référer.

Dans la seconde moitié du XIX^{ème} siècle et au début du vingtième, la région de l'Abitibi fait l'objet d'un certain nombre de reconnaissances géologiques sur les bords des lacs et des rivières, alors seules voies de pénétration possible d'un territoire peu accessible.

1919 Wilson fait une revue précise des différentes explorations géologiques menées jusqu'alors. Avec ces données, il réalise également la première synthèse géologique régionale, dans laquelle il pose la base des grandes distinctions lithostratigraphiques et cartographiques actuelles. Dans la région Val d'Or-Rouyn notamment, il décrit le groupe d'Abitibi, essentiellement composé de roches volcaniques et, en moindre mesure, sédimentaires.

1926 James et Mawdsley distinguent, en Abitibi:

- le faciès Keewatin, composé de roches volcaniques,
- le faciès Algoman, composé de roches intrusives,
- Le faciès Témiscamingue, composé de roches sédimentaires.

Bien qu'elle soit théoriquement rejetée, il est encore parfois fait référence à cette classification purement lithologique, qui avait l'inconvénient d'interdire toute interprétation géologique globale.

1937-1940 Gunning, et Gunning et Ambrose respectivement proposent, pour la région de Cadillac-Malartic-Val d'Or qui a un des plus grands potentiels miniers de l'Abitibi, une première lithostratigraphie détaillée. Celle-ci, fondée sur une étude locale, a été inconsidérément généralisée. Elle a donc posé rapidement de sérieux problèmes de corrélation (Norman, 1946), mais a néanmoins subsisté plus de trente ans. Le groupe de Malartic où se fait notre étude est notamment défini.

1968 Sharp dresse la première carte géologique détaillée du canton de Louvicourt.

1970 Goodwin et Ridler définissent, entre autres, le complexe volcanique de Val d'Or sous le nom de "complexe de Malartic".

1976 Imreh propose une nouvelle lithostratigraphie régionale qui se substitue progressivement à celle de Gunning et Ambrose (1940) dont elle reprend partiellement, en la modifiant, la terminologie (groupe de Malartic notamment). Elle est détaillée dans la "Lithostratigraphie régionale et locale" (§ I.4).

1983 Une carte lithostratigraphique de la sous-province de l'Abitibi est publiée (MERQ-OGS) à partir de toutes les données les plus récentes.

Au début des années 70, après quatre décennies principalement occupées à l'exploration et à l'exploitation des mines, la géochimie apparaît sérieusement dans la géologie abitibienne. Elle a d'abord pour objet de reconnaître et de clarifier les observations de terrain (Baragar, 1968, Descarreaux, 1972, Gélinais et al., 1976) et commence à servir les "interprétations" géologiques: Alsac et al. (1971) et Alsac (1977) mettent en évidence, dans les volcanites de la région de Val d'Or, une série tholéiitique et une série calco-alcaline...

A la fin de la décennie s'ouvre l'ère des "modèles" géodynamiques, paléovolcaniques, etc. Capdevilla et al. (1982) proposent un modèle de manteau lité permettant d'expliquer, à l'intérieur des différents cycles volcaniques de la ceinture abitibienne, la succession de roches tholéiitiques précoces (manteau déprimé) et de roches calco-alcalines et alcalines tardives (manteau non déprimé) qui les composent. Dimroth et al. (1982 et 1983) dressent un schéma général (stratigraphique, paléogéographique, tectonique, plutonique et métamorphique) d'évolution de la partie centrale et méridionale de la ceinture abitibienne. Cette évolution est "analogue à celle d'un système d'arc insulaire et de son bassin sédimentaire d'avant-arc". Imreh (1984) précise ce modèle dans le sillon de La Motte-Vassan et en tire des conclusions géologiques.

Pour le métamorphisme, signalons les études de Jolly (1978), Goldie (1979 a), Dimroth et al. (1983), etc.

Les problèmes des roches intrusives et de leurs éventuelles relations génétiques avec les volcanites encaissantes ont été traités par Campiglio (1977), Jolly (1977), Goldie (1979 b.)...

Favini (1977) et Seguin et al. (1980) donnent les résultats de levés géophysiques.

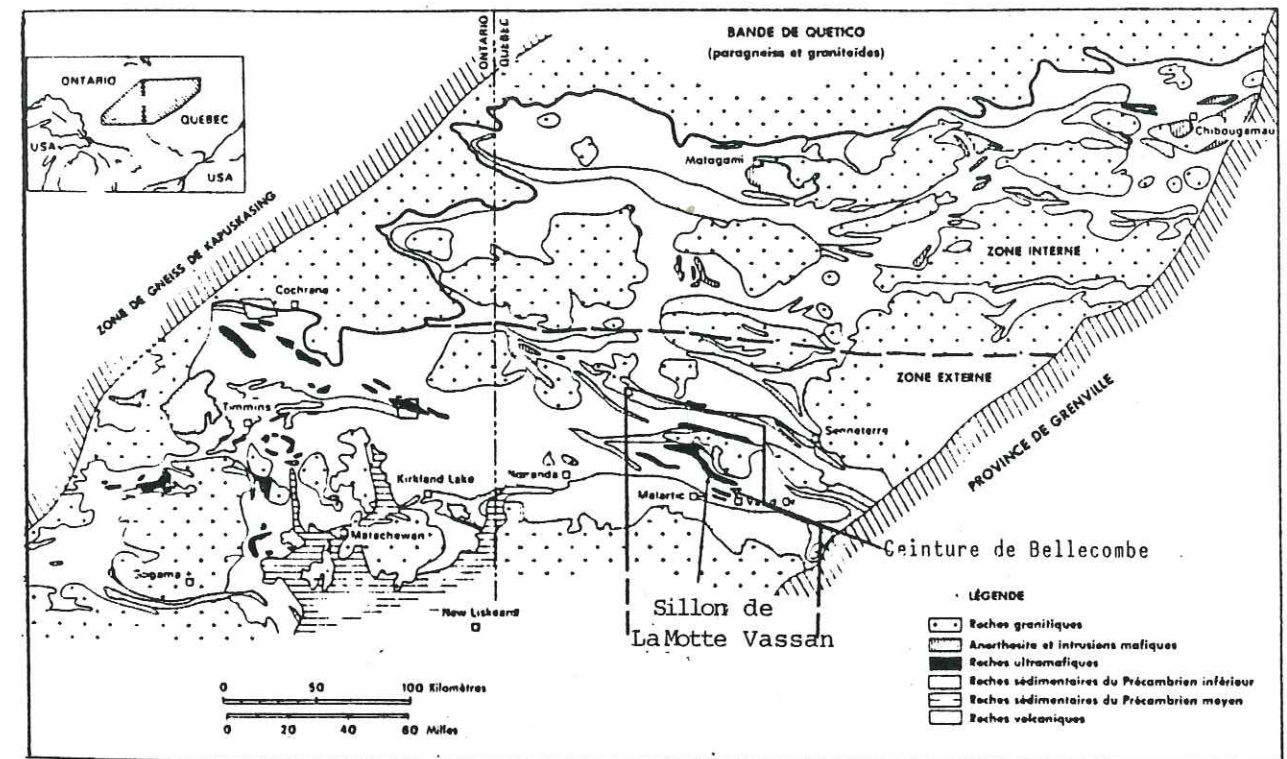


Fig. 4 (ci-dessus): Ceinture de roches vertes de l'Abitibi, d'après GOODWIN et RIDLER (1970)

Fig. 3. Carte des bandes gneissiques et volcaniques de l'Abitibi, d'après GOODWIN (1981).

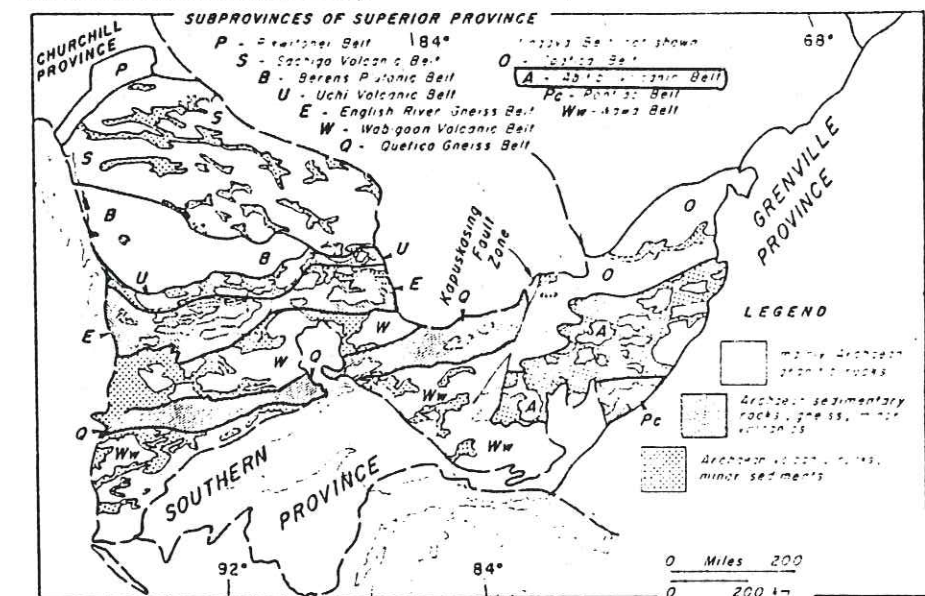
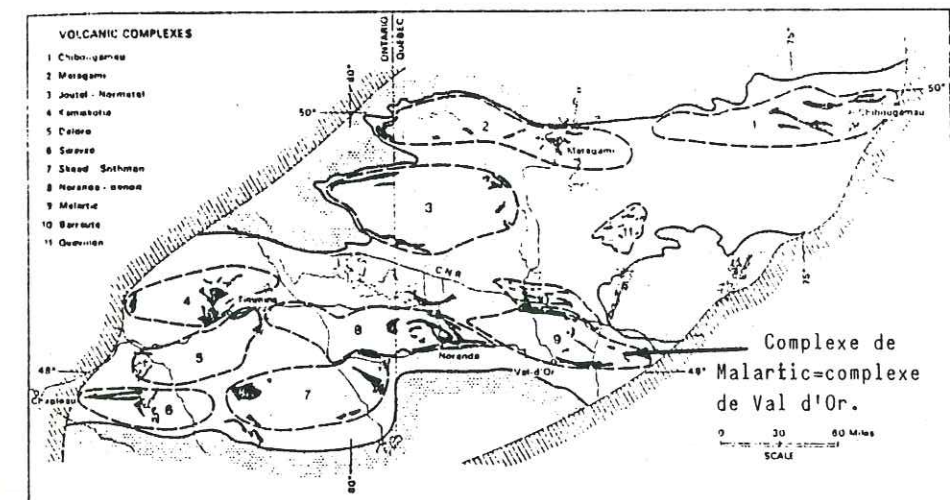


Fig. 5. Complexes volcaniques centraux de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, d'après GOODWIN et RIDLER (1970).



3 - SITUATION GÉOLOGIQUE

3.1 - SITUATION

Au Québec, le bouclier précambrien du Canada est divisé en trois grandes provinces orogéniques et métamorphiques (voir la carte de la commission géologique du Canada 1250 A): la Province de Grenville au sud-est (orogénèse de Grenville, 900 millions d'années), la Fosse du Labrador au nord-est (orogénèse hudsonienne, 1,8 milliards d'années) et la Province du Lac Supérieur au nord et nord-ouest (orogénèse kénoréenne, 2,6 à 2,4 milliards d'années).

La province du Supérieur (Goodwin et Ridler, 1970, Pettijohn, 1972) est divisée en cinq grandes ceintures plus ou moins morcelées de roches volcaniques (roches vertes) et accessoirement sédimentaires, d'orientation générale Est-Ouest, séparées par des bandes de terrain gneissiques (Goodwin 1981 Fig. 3).

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Abitibi Greenstone Belt). (Fig. 4). Avec des dimensions actuelles de 700km (E-W) par 200km (N-S), elle constitue la plus grande et aussi la plus continue des ceintures de roches vertes archéennes au Canada (Goodwin et Ridler, 1970, carte MERQ-OGS 1983). Au nord, elle est limitée par le prolongement oriental du socle gneissique de Quetico et au sud par la ceinture sédimentaire de Bellecombe (Dimroth et al., 1982). A l'ouest et à l'est, elle est tronquée par des failles majeures qui la mettent en contact, d'une part avec la zone gneissique de Kapuskasing à l'ouest, d'autre part avec la Province de Grenville, et qui diminuent certainement sa longueur originelle.

Goodwin et Ridler (1970) et Goodwin (1982) se sont fondés sur l'abondance de volcanites felsiques et de pyroclastites pour distinguer, dans la ceinture de l'Abitibi, onze complexes volcaniques* séparés par des zones riches en laves mafiques et ultramafiques, lesquelles constituent, d'un point de vue paléogéographique, de vastes plaines de laves sous-marines. Le tout est recoupé par des plutons de granodiorite et de tonalite-trondhjémite tardi-volcaniques, et d'autres syntectoniques (Jolly, 1977, pour des interprétations géochimiques). L'ensemble des phénomènes volcaniques et sédimentaires est daté de 2703 à 2710 M.A. (Nunes et al., 1978, Nunes et Jensen, 1980) et 2700-2720 M.A. (Ludden et al. 1986). Au Protérozoïque, des dykes de diabase constituent les dernières manifestations magmatiques.

La structuration tectonique de la ceinture s'est faite au cours de la phase orogénique kénoréenne à partir d'éléments paléogéographiques et structuraux issus de la période de volcanisme et de sédimentation: Dimroth et al. (1983) montrent que les failles synvolcaniques de distension ont souvent joué en failles inverses à fort pendage (Bouchard 1979, 1980, Goulet 1978 pour la région Cadillac-Malartic); les sillons subsidés forment les synclinoriums; les dômes, noyautés par les plutons synvolcaniques, forment l'ossature des anticlinaux.

On obtient ainsi, du nord au sud, une succession d'anticlinoriums et de synclinoriums d'orientation est-ouest (Ex: synclinal et anticlinal de Chibougamau, synclinal de Chapais (Picard, 1984) dont le sillon volcanique (ou anticlinal) de la Motte-Vassan représente, au sud, le dernier élément.

* Voir Fig. 5.

** Au cours de la phase tectonique kénoréenne

En effet, un contact tectonique majeur (faille de Cadillac) sépare au sud le sillon de la Motte Vassan de la ceinture essentiellement sédimentaire de Bellecombe. Cette dernière est interprétée (Dimroth et al., 1983) comme l'avant-pays sédimentaire des volcanites situées au nord de la faille, avec lesquelles elle s'interdigite; la faille de Cadillac aurait été, à l'origine, une faille synvolcanique produite par une subsidence plus forte dans le bassin sédimentaire méridional, future ceinture de Bellecombe, que dans le sillon volcanique. Cette faille a joué au cours de la phase tectonique kénoréenne.

3.2 - CARACTÈRES GÉNÉRAUX DU MÉTAMORPHISME

A l'échelle de notre terrain, l'étude des différentes phases métamorphiques (synvolcanique hydrothermale, métagénétique, thermique, syncinématique générale) fait l'objet du chapitre III.

A l'échelle de l'Abitibi, une excellente récapitulation chronologique interprétative est donnée par Dimroth et al. (1983).

En résumé, la dernière phase métamorphique, syncinématique régionale, est caractérisée par des associations minéralogiques allant du faciès prehnite-pumpellyite dans les zones de cisaillement très faible ou nul, au faciès amphibolite s.l. dans le cœur des anticlinaux (Hébert, 1982 pour l'anticlinal de La Motte Vassan) ou dans les régions fortement plissées et cisailées (ex: ceinture de Bellecombe, fig. 4). Cependant, le faciès schistes verts est le plus largement répandu dans le sillon de La Motte Vassan comme dans le reste de la ceinture. Lorsque le métamorphisme syncinématique a dépassé la limite entre faciès prehnite pumpellyite et schistes-verts, il a altéré les paragenèses issues du métamorphisme océanique de faible intensité (Dimroth et al. 1983), qui sont donc rarement observables. Par contre, celles produites lors de la métasomatose intense (siliceuse ou potassique) au voisinage des minéralisations n'ont pas subi de modifications au cours du métamorphisme régional de faciès schistes-verts.

Abitibi (1)		Bellecombe (2)
CYCLE III	Formation de Dupatquet (Groupe de Témiscamingue)	Groupe de Baby
	Discordance	
	Division supérieure diversifiée d'Amos	Groupe de Témiscamingue: faciès proximal Groupe de Cadillac: faciès intermédiaire Groupe de Pontiac: faciès distal
CYCLE II	Division tholéditique moyenne	
	W: Groupe de Kinojévis NE: Formations de Héva et de Landrienne SE: Formations de Jacola, de Val-d'Or et de Héva	
CYCLE I	Division ultramafique inférieure	Coulées ultramafiques et mafiques à la base du groupe de Pontiac
	W: Groupe de Roquemure-Stoughton E: Formation de Dubouison Formation de La Motte-Vassan	
	Groupe de Hunter	

(1) - Les formations lenticulaires de Caste et de Kewagama sont des formations sédimentaires intercalaires dans la série volcanique de la série abitibienne.
(2) - Les groupes sédimentaires de l'avant-pays méridional du sillon de La Motte-Vassan, le Témiscamingue, le Cadillac et le Pontiac sont des unités faciesologiques et sont en partie corrélatifs.

Fig. 6.- Stratigraphie de l'Abitibi méridional, d'après DIMROTH et al. (1982), modifié par IMREH, (1984).

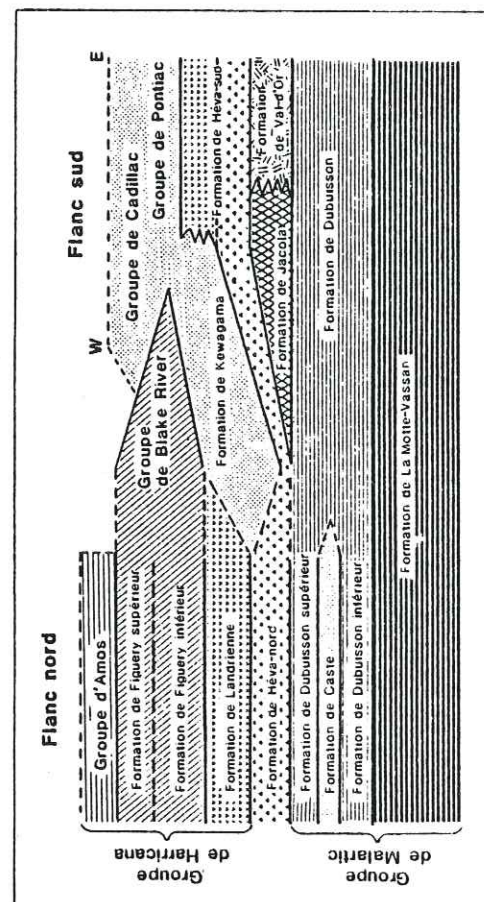


Fig. 8. Corrélation lithostratigraphique des deux flancs de l'anticlinal de La Motte-Vassan, d'après IMREH (1984).

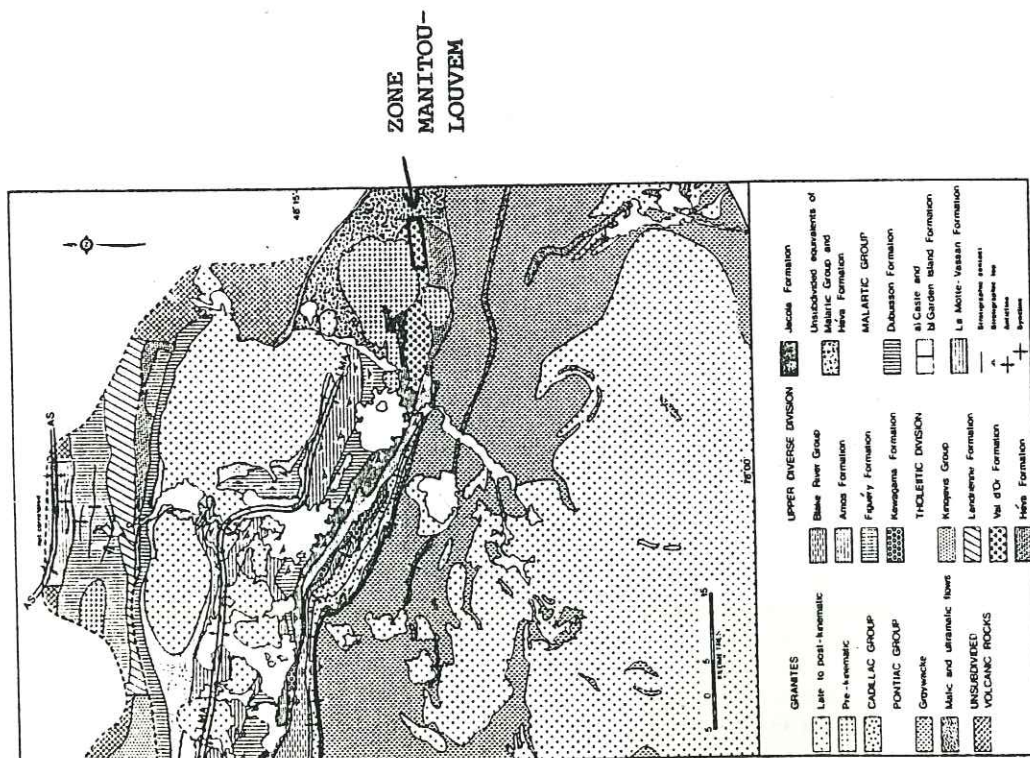


Fig. 7. Carte stratigraphique de la région de Val d'Or-Amos, d'après DIMROTH et al. (1983).

4 - LITHOSTRATIGRAPHIE RÉGIONALE ET LOCALE

4.1 - GÉNÉRALITÉS

Les idées et les connaissances actuelles sur la lithostratigraphie des grandes régions de la ceinture abitibienne sont résumées dans la carte MERQ-OGS (1983).

Pour la partie méridionale de la ceinture, la synthèse de Dimroth et al. (1982,1983) décrit les différentes unités et les corrélations majeures (fig. 6). La fig. 7 indique l'organisation cartographique de ces unités dans la région de Val d'Or.

Il existe d'importantes variations latérales de faciès. Elles se manifestent par des changements de formation, du nord au sud sur les deux flancs des plis (synclinal d'Amos, anticlinal de La Motte-Vassan...), et d'est en ouest. Ces différences sont la conséquence de l'organisation volcanologique et paléogéographique de la région.

Dans le sillon de la Motte-Vassan, les corrélations ont été établies par Imreh (1984), (Fig. 8). La terminologie qu'il a employée se substitue à celle de Gunning et Ambrose (1937-1940).

A l'est de Val d'Or, où se trouve la zone d'étude, la stratigraphie est celle de la partie orientale du flanc sud du sillon de la Motte-Vassan (Fig. 8).

Le sillon de la Motte-Vassan, reconnu en 1972 et décrit depuis par Imreh (1974 a et b), étudié après plusieurs saisons de cartographie par les équipes du MERQ, a fait l'objet d'une synthèse et d'une carte de compilation (Imreh, 1984). Il se présente cartographiquement sous la forme d'une amande dont la partie orientale n'est pas encore explorée. Les faciès observés sont essentiellement volcaniques et volcano-sédimentaires, mais il est noyauté par d'importantes masses intrusives felsiques-intermédiaires représentant sur la carte 50% de l'étendue du sillon.

Ces corps intrusifs appartiennent à deux générations principales:

- d'une part, les batholites syn- à tardi-cinématiques dioritiques de La Motte, Lacorne et Preissac (Leduc, 1980);
- d'autre part, le batholite tardi-volcanique quartz-dioritique de Bourlamaque (Campiglio, 1977), (voir: I.4.3).

D'un point de vue volcanologique, le sillon de La Motte-Vassan a été décrit en détail par Imreh (1984). Du nord au sud, on peut considérer, schématiquement (Fig. 9) :

- le complexe volcanique central d'Harricana (décrit comme complexe de Barraute par Goodwin et Ridler, 1970) sur le flanc nord de l'anticlinal;
- la "Plaine de La Motte", caractérisée par un volcanisme ultramafique komatiitique et basaltique, fissural, sous-marin de grande profondeur;
- le complexe volcanique central de Val d'Or (Fig 9), décrit comme complexe de Malartic par Goodwin et Ridler (1970), sur le flanc sud de l'anticlinal.

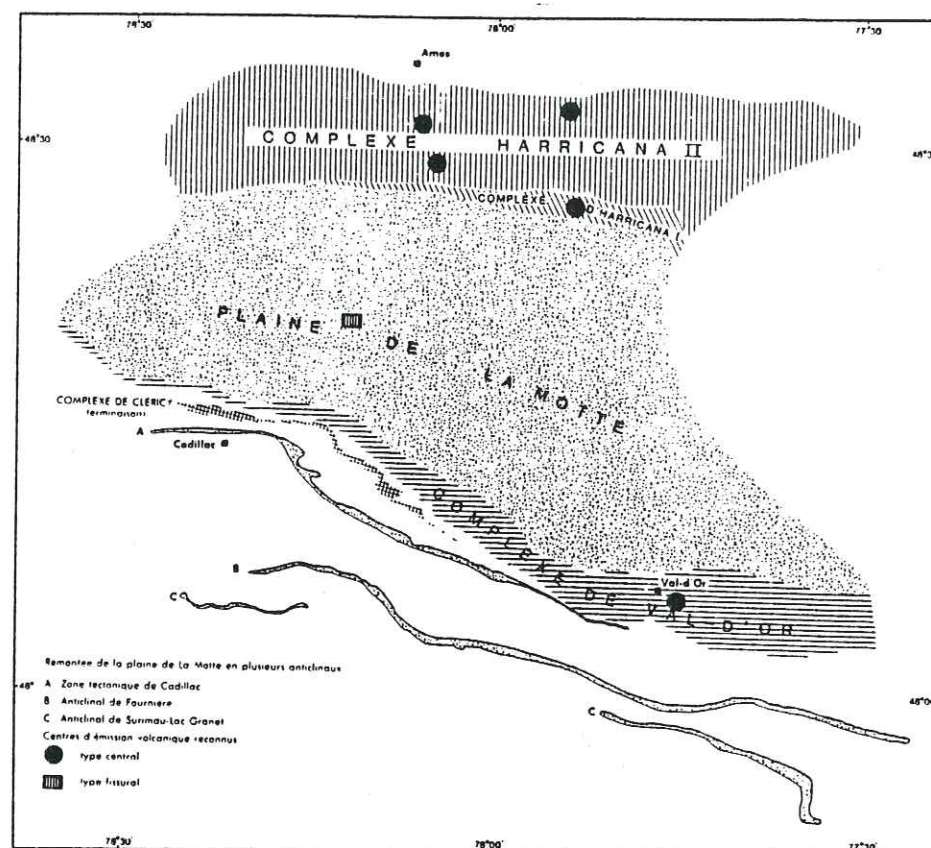


Fig. 9. Localisation des entités volcaniques et des centres reconnus d'émission volcanique de la région de Val d'Or-Amos, d'après IMREH, (1984).

Ce complexe, reconnu sur 90 km de longueur d'est en ouest, présente, par rapport aux autres complexes de la région, la particularité de montrer deux types de volcanisme:

- un volcanisme tholéiitique intermédiaire, car encore apparenté à celui de la plaine abyssale de La Motte par certains de ses caractères * (formation de Jacola: flanc sud du complexe, ouest de Val d'Or), qui passe latéralement et verticalement à:
- un volcanisme typique d'arc insulaire (formation de Val d'Or et de Héva: apparition de séries calco-alcalines, abondance des laves felsiques et des pyroclastites au "centre" du complexe à l'est de Val d'Or). C'est dans cette région de volcanisme d'arc insulaire (environ 300 km²), et plus particulièrement dans la formation de Val d'Or (70 km²), à sa terminaison orientale, que se trouve la zone d'étude (20 km²).

4.2 - DESCRIPTION DES FORMATIONS A L'EST DE VAL D'OR (Fig. 7) (principalement d'après Imreh, 1984)

* d'après IMREH (1984), pour la formation de Jacola, la présence de coulées ultramafiques et la séquentialité bien exprimée (coulées ultramafiques, coulées basaltiques et brèches de coulée) caractérisent un volcanisme de plaine; par contre, l'extension régionale limitée, la tendance au biseautage, la faible persistance latérale des coulées, le changement faciologique vers l'est, la présence de divers types de brèches de laves, et les nombreuses cheminées d'alimentation sont en faveur d'un environnement insulaire.

4.2.1 - La formation de Dubuisson *

Elle est constituée par une suite de coulées surtout basaltiques où sont intercalées, localement, des coulées ultramafiques komatiitiques. Au sommet, on y observe par endroits des faciès volcanoclastiques felsiques.

Un faciès mafique particulièrement bien développé dans la région de Val d'Or est constitué par un basalte à boules décimétriques d'épidote.

La formation affleure sur 2 à 5 km de puissance.

4.2.2 - Les formations de Jacola et de Val d'Or.

La formation de Jacola est constituée de "séquences pulsatives, complètes ou tronquées, de coulées ultramafiques passant à des coulées basaltiques et à des hyaloclastites".

A proximité de la ville de Val d'Or, le tiers supérieur de cette formation passe latéralement vers l'est à la formation de Val d'Or. A l'est du batholite de Baurlamaque, dans la zone d'étude, la formation de Dubuisson est, toujours d'après Imreh (1984), directement en contact avec la formation de Val d'Or.

La formation de Val d'Or est constituée de "pyroclastites principalement andésitiques, localement basaltiques et, plus rarement, dacitiques". Le faciès proximal (pyroclastites à gros blocs et à bombes) se limite au secteur de la ville de Val d'Or; quant au faciès distal (tufs à cristaux, etc.) il constitue la continuation latérale de la formation vers l'est, où se trouve, notamment, la zone Manitou-Louvem. **

Les formations de Jacola (laquelle s'étire sur plus de 70 km à l'ouest de Val d'Or) et de Val d'Or ont, l'une et l'autre, une puissance maximale de 4 km, située à Val d'Or pour la première, et à l'Est de cette ville pour la seconde, où elle marquerait le centre du complexe volcanique.

4.2.3 - La formation de Héva.

Elle est située stratigraphiquement au-dessus des formations de Val d'Or et de Jacola.

A l'est de Val d'Or, sa partie inférieure est constituée de faciès andésitiques (brèches de laves, et coulées de coussins subordonnées) où l'on rencontre de fréquentes intercalations dacitiques (absentes à l'ouest).

Le Héva supérieur est typiquement mafique (brèches de coulées basaltiques).

La formation de Héva, qui s'étire à l'ouest sur plus de 60 km a sa plus grande puissance au sud de la Zone MANITOU - LOUVEM (5 km environ).

(*) Le groupe de Malartic comprenait, dans la terminologie de Gunning et Ambrose (1937-1940), toutes les roches volcaniques de la zone Cadillac-Malartic-Val d'Or (flanc sud de l'anticlinal de la Motte-Vassan) jusqu'aux formations sédimentaires de Pontiac et Cadillac au sud. Il a été réduit par Imreh (1979) aux formations de La Motte-Vassan et de Dubuisson, volcanologiquement très différentes des formations de Jacola-Val d'Or et Héva qui les recouvrent (voir la "situation géologique").

(**) Cette étude révèle en fait qu'il existe encore, dans la zone Manitou-Louvem, des faciès relativement grossiers au sein de la formation de Val d'Or (blocs de 10 à 30 cm et plus localement).

En conclusion, la comparaison d'études à des échelles très différentes soulève toujours de nombreuses contradictions de détail, qui sont le lot des simplifications.

La formation de Val d'Or est, globalement, constituée de pyroclastites andésitiques (et basaltiques). Sur le terrain, nous avons en fait cartographié plusieurs coulées de laves, des filon-couches et en général, de nombreux faciès felsiques.

De telles différences soulignent bien qu'il existe toujours des particularités locales susceptibles, à grande échelle d'occulter l'image synthétique que l'on peut avoir de l'ensemble d'une unité.

Au sud du terrain on observe essentiellement des faciès dacitiques et rhyolitiques: ils appartiennent à des intercalations locales de la formation de Héva, laquelle est, dans son ensemble, à dominante mafique-intermédiaire.

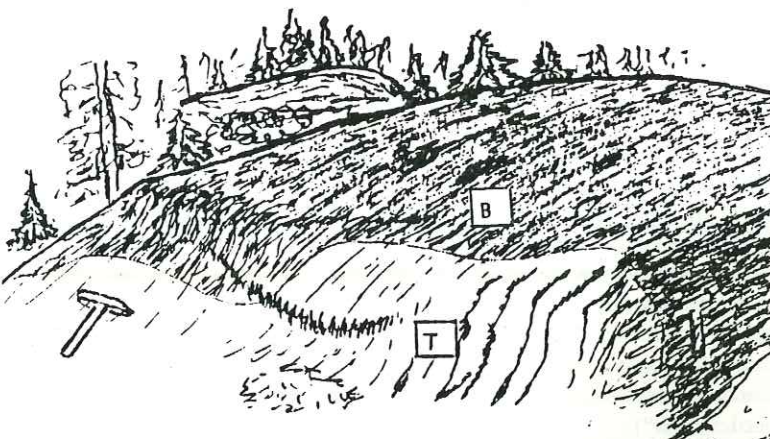
4.3. - LE BATHOLITE DE BOURLAMAQUE.

Le batholite de Bourlamaque a été cartographié pour la première fois par James et Mawdsley (1926). Il a fait l'objet de plusieurs études jusqu'en 1974 et 1977, où Campiglio publie une excellente étude descriptive et interprétative, quoique principalement orientée sur les problèmes de géochimie. C'est de ce travail que l'on a tiré les indications qui suivent.

Le batholite couvre 170 km² à l'Est de Val d'Or, et sa bordure méridionale constitue la limite de la zone Manitou-Louvem.

On observe sur le terrain, au nord de Colombières (carte hors texte N°1), un des deux seuls contacts qu'il montre avec son encaissant. Ce contact est parfaitement franc (fig. 10) et présente une certaine texture de trempe qui élimine la possibilité d'un contact tectonique. A proximité du contact, les tufs volcaniques montrent un développement important de taches d'épidote millimétriques à décimétriques.

Le batholite est constitué principalement d'une diorite quartzique à plagioclase (An 52-50) + quartz + amphibole ± magnétite titanifère ± apatite ± chlorite ± épidote. Dans des faciès plus différenciés du nord-ouest, un feldspath potassique interstitiel et de la biotite apparaissent, mais sont rares.



Il contient des inclusions volcaniques en voie d'assimilation, des dykes mélanocrates (accessoirement des dykes felsiques) et, au sud-est, des filonnets de quartz ± tourmaline, éventuellement aurifères (mine d'Or Val).

Fig. 10 Contact du batholite de Bourlamaque: B: diorite de Bourlamaque; T: tuf à lapilli encaissant.

Géochimiquement, il appartient à une série calco-alcaline ayant quelques affinités avec des séries tholéitiques d'arc insulaire (hypopotassique, basses teneurs en Sr, Cr). De plus, ses caractères géochimiques sont proches de ceux du volcanisme archéen local.

Campiglio considère qu'il résulte d'un "processus de différenciation magmatique profonde caractérisée par un fractionnement par densité d'un résidu essentiellement pyroxénitique. La métadiorite de Bourlamaque, par ses analogies géochimiques avec les métavolcanites locales, paraît être le produit intrusif du même magma qui a engendré la séquence volcanique." Elle se serait mise en place par des "pulsations magmatiques" successives sous forme de filon-couches (*) de grande épaisseur dans les volcanites alors horizontales.

"Enfin, les différents produits du magmatisme archéen de l'Abitibi (tholéitique — calco-alcalin...) sont expliqués uniquement par des conditions physico-chimiques différentes de la cristallisation, telles que leur teneur en eau et la profondeur de leur solidification."

5 - GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE LOCALE

Les annexes 1 et 2 sont consacrées aux mines Manitou et Louvem. On y résume, d'après la littérature, la géologie des unités minières, les caractères des altérations, la nature et l'aspect économique des minéralisations.

Dans la région de Val d'Or, l'activité minière proprement dite a commencé en 1929 avec la mise en exploitation de la mine d'or Siscoe, à une dizaine de kilomètres au nord de Val d'Or puis, dans le même secteur, celle de la mine Sullivan et, depuis lors, exploration et exploitation minières ont constitué, avec l'exploitation forestière, les principales et quasi-unique activités de cette région de l'Abitibi.

Il suffit de feuilleter les rapports des géologues-résidents de Val d'Or (1976 à 1983 en bibliographie, et années antérieures) pour mesurer l'effervescence minière qui a régné à Val d'Or et les extraordinaires facultés d'adaptation, de souplesse et de mobilité de l'économie minière dans un pays où le capitalisme a encore sa place.

En 1976 la récession économique générale commence à se faire sentir, et la chute des cours des métaux de base non ferreux (Cu, Zn) pose de sérieux problèmes de rentabilité à l'exploitation.

En 1979-1980, les cours élevés de l'or permettent une intense activité d'exploration et, avec la fermeture de la mine Louvem (Cu-Zn) en 1981, la région ne produira plus que de l'or.

(*) - En toute rigueur, le terme de batholite, consacré par l'usage régional, devrait alors être remplacé par celui de laccolite.

Chronologie de l'activité minière de la zone Manitou-Louvem

- 1923 Découverte de pyrite et chalcopryrite sur le site de la future mine Manitou.
- 1932 Début de l'exploration sur le site de la future mine Dunraine.
- 1937 Découverte d'un amas Zn-Ag-Au sur le site de la future mine Manitou.
- 1942 Début de production (Cu-Zn-Ag-Au) à la mine Manitou.
- 1955 Etude géochimique des altérations des roches encaissantes du gîte de Manitou (CORNWALL, 1955).
- 1956 Début d'exploitation de la mine Rainville Copper (future mine Dunraine) (Cu-Ag-Au).
- 1958 Fermeture de la mine Dunraine.
- 1968 Découverte du gîte de Louvem (Cu-Zn-Ag).
- 1970 Début d'exploitation de la mine Louvem.
- 1972 Rapport géologique sur la mine Louvem (VALLEE et BOURASSA, 1972)..
Rapport géologique sur les roches minéralisées de la mine Manitou. (DARLING et GELINAS, 1972).
- 1975 Etude géochimique des altérations de l'encaissant volcanique à la mine Louvem (SPITZ et DARLING, 1975).
- 1978 (Août) Fermeture "économique" de la mine Louvem.
- 1979 Fermeture définitive de la mine Manitou par extraction du pilier de surface.
- 1979 (Juin) Réouverture de la mine Louvem avec ré-exploitation en Janvier 1980.
- 1980 Thèse sur la mine Manitou (ROBERT, 1980).
- 1980 Sondages sur le site de la future mine d'Or Val.
- 1981 Début de la production d'essai à d'Or Val.
- 1981 (Mars) Fermeture définitive de la mine Louvem.
- 1981 Rapport et carte détaillée de la concession de l'ancienne mine Dunraine. (BOILY, 1981)
- 1983 Thèse sur la géochimie de la mine Louvem (RAYMOND, 1983).
- 1983 Cartographie détaillée de la "zone Manitou-Louvem" (GIRAULT, 1985).

Cette chronologie ne tient évidemment pas compte d'un grand nombre de rapports et de campagnes d'exploration minière menées, dans la région de Val d'Or, par différentes compagnies minières.

CHAPITRE II

PÉTROGRAPHIE

DE LA

ZONE MANITOU - LOUVEM

INTRODUCTION

Dans la description du terrain, qui précède les descriptions pétrographiques, on fournit un schéma général de la répartition des principales unités. Le but premier du travail n'étant pas de dresser une carte géologique, on discutera principalement les quelques problèmes volcanologiques soulevés par l'étude du terrain. Dans ce paragraphe, afin d'obtenir une image globale du secteur, il n'a pas été tenu compte de toutes les distinctions de faciès considérées dans les descriptions pétrographiques.

D'ailleurs, l'intérêt des distinctions de faciès, dont l'étude constitue la seconde partie de ce chapitre, n'est pas essentiellement cartographique, mais surtout méthodologique. En effet, le chapitre II peut être considéré:

- D'une part comme un exercice d'étude pétrographique fine dans des formations épizonales d'abord souvent rébarbatif;
- D'autre part comme un "réservoir" d'informations et d'observations interprétées, qui seront assemblées et complétées au chapitre III.

Cette orientation justifie le plan de chaque description de faciès, à savoir:

- 1- Description macroscopique du faciès étudié, aux échelles de l'affleurement et de l'échantillon.
- 2- Description microscopique de ce faciès
 - textures magmatiques relictuelles et textures épinéomorphiques;
 - association minéralogique observée, et description des principales phases de cette association.
- 3- Premières interprétations à la lumière des observations.

A: PREMIÈRE PARTIE: DESCRIPTION DU TERRAIN

RÉSUMÉ

Pour insérer le terrain au sein des formations géologiques définies dans la littérature, on a étudié la répartition générale:

- des laves de différentes compositions;
- des pyroclastites;
- des roches intrusives (les filon-couches et le petit pluton de Connell.)

Les minéralisations massives de Manitou et Louvem sont localisées dans des unités felsiques. Au sein du complexe volcanique de Val d'Or, leur présence est révélée par la nature des altérations hydrothermales qui les entourent.

La base de la formation de Val d'Or, et son contact avec la formation de Dubuisson apparaît probablement au nord-est du terrain. Au sommet, par contre, le contact avec la formation de Héva est certain, à la limite méridionale du terrain.

Etant donné l'exiguïté du terrain, le petit nombre et la répartition très inégale des affleurements, il est difficile de trouver un juste milieu entre une subdivision très grossière telle que: 1) - laves mafiques, 2) - laves felsiques, 3) - pyroclastites, 4) - roches intrusives, et une typologie fine où chaque affleurement correspondrait à un faciès déterminé. De même, il est difficile de tenir compte de la structure, et impossible d'évaluer l'influence de la paléotopographie: certains affleurements pluridécamétriques rappellent simplement, par leurs éléments structuraux et volcanologiques, que l'une et l'autre ont eu une influence sur l'organisation des unités telle qu'on l'observe actuellement.

1 - NOMENCLATURE ET DISTINCTIONS PETROGRAPHIQUES

Les principaux types pétrographiques sont les suivants *:

- 1 - Les basaltes à boules d'épidote et amphiboles, où le plagioclase est uniquement dans la mésostase.
- 2 - Les leucobasaltes aphyriques.
- 3 - Les basaltes microporphyriques et porphyriques à plagioclase.
- 4 - Les andésites microporphyriques et porphyriques à plagioclase.
- 5 - Les andésites et dacites porphyriques massives. Texturalement sinon volcanologiquement, elles constituent un faciès proche des filon-couches.
- 6 - Les laves felsiques (dacites et rhyolites presque aphyriques).
- 7 - Les filon-couches (microdiorite quartzique, microgranite albitique) souvent difficiles à distinguer des laves.

Aux six premiers faciès, nous associons les brèches autoclastiques monogéniques qui leur correspondent (il s'agit principalement de brèches d'écoulement): en effet, leur composition avant altération est, comme celle des laves, représentative de celle du magma.

- 8 - Les pyroclastites mafiques ou felsiques, sans distinctions délicates de composition, car l'intérêt de ces roches réside principalement dans leur macro- et micro-textures.
- 9 - Accessoirement, et avec réserves en raison du petit nombre d'affleurements, nous décrirons également des exhalites associées à des pyroclastites, et signalerons l'existence d'épéclastites et de filons mafiques.

Remarque concernant l'utilisation des relevés de sondages miniers.

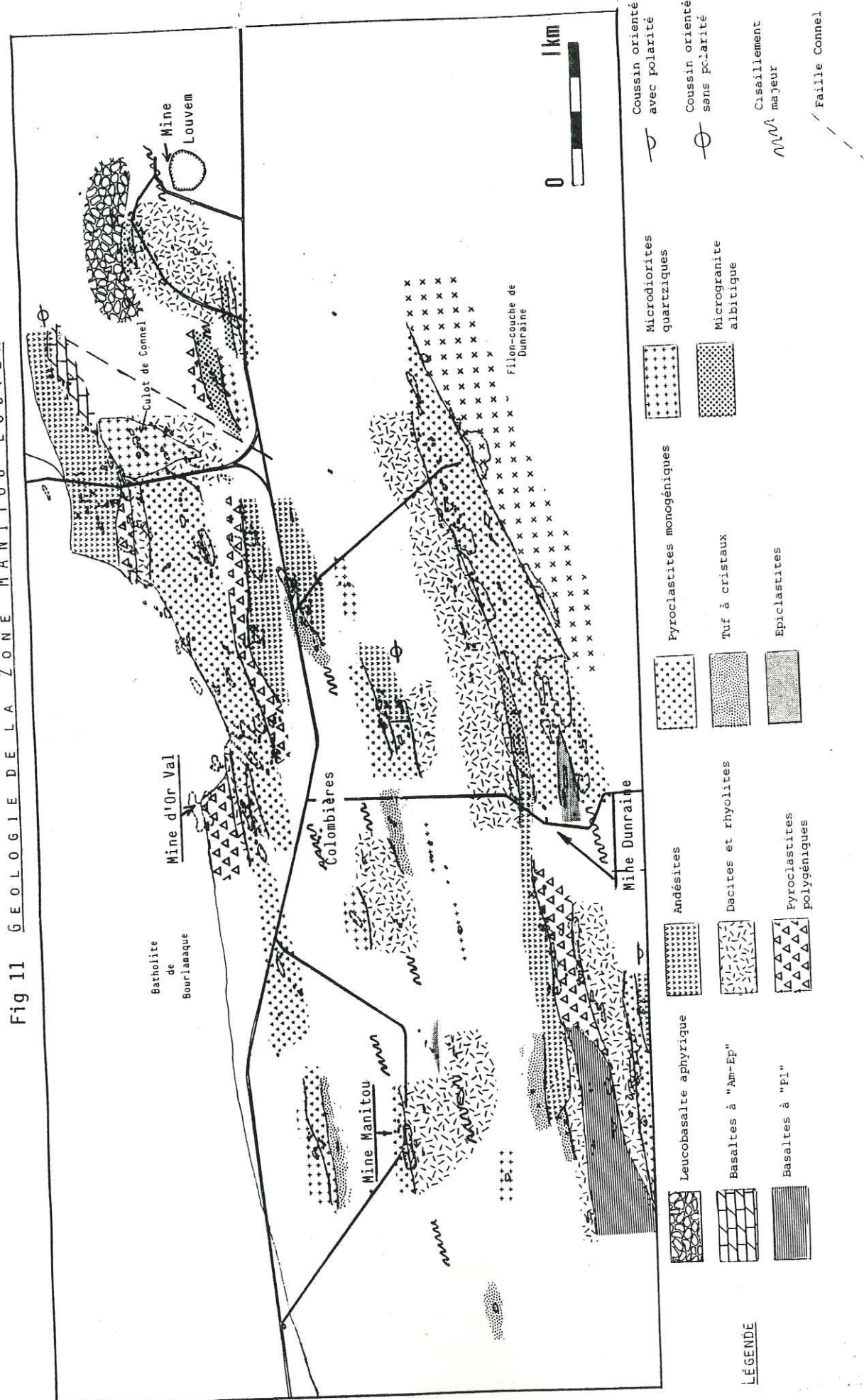
Les descriptions utilisent encore souvent une nomenclature composite assortie de qualificatifs maintenant bannis, qui ne tient pas compte de toutes les subtilités décelables sur le terrain ou en laboratoire. Il est vrai que le simple examen d'une "carotte" de sondage, sans affleurement ni lame mince, peut conduire à des erreurs d'interprétation. Dans la description de relevés de sondages, signalons par exemple que:

- le terme "agglomérat" désigne souvent ce que l'on qualifie maintenant de brèche pyroclastique, à blocs ou à bombes;
- les "tufs à lapilli" et les "tufs à blocs" peuvent inclure certaines brèches de coulée, de macrotexture voisine;
- le terme "laves" désigne parfois toutes les roches dont la granulométrie est inférieure à 2mm, qu'il s'agisse de laves, de tufs à cristaux, de filon-couches....

Signalons aussi que, en raison de la chloritisation et de l'épidotisation, le caractère mafique des matériaux est souvent surestimé "à l'oeil": une roche dite de composition basaltique se révèle généralement andésitique à l'examen pétrographique ou à l'analyse chimique.

* Le préfixe méta- qui devrait précéder chaque nom de roche a été omis pour la commodité.

Fig 11 GÉOLOGIE DE LA ZONE MANITOU-LOUVEM



2 - LITHOSTRATIGRAPHIE

2.1 - CHOIX D'UN HORIZON - REPÈRE

Un "horizon repère" doit être constitué d'un faciès bien reconnaissable à toutes les échelles, que l'on puisse "suivre" sur une distance à l'échelle de la région étudiée. Dans notre cas, ces deux caractères sont souvent contradictoires.

- Les pyroclastites grossières ou les laves felsiques ont, pour des raisons différentes, une faible extension latérale.

- Les basaltes n'ont pas pu être suivis dans ces conditions d'affleurements, mais peut-être aussi pour des raisons tectoniques.

Un calage est donc difficile à obtenir avec certitude. Au sud du terrain, les coulées felsiques épaisses et nombreuses formant des affleurements très proéminents peuvent, à la rigueur, constituer une zone repère.

2.2 - DESCRIPTION SOMMAIRE DE LA CARTE (Fig. 11)

La carte (fig.11) donne la géologie générale de la zone Manitou-Louvem d'après les observations de terrain. On n'a pas cherché ici à signaler les distinctions subtiles, afin, selon l'esprit de ce travail, d'obtenir une idée générale du terrain. *

- La majeure partie du terrain appartient à la formation de Val d'Or qui est, ici, constituée d'environ 50% de pyroclastites principalement andésitiques et dacitiques généralement grossières, 45% de laves surtout dacitiques et andésitiques, souvent en coulées de coussins et brèches de coulée, et 5% de roches accessoires où figurent principalement les filon-couches, accessoirement, quelques épiclastites.

- La limite septentrionale de la formation de Val d'Or et son contact avec la formation de Dubuison sont délicats à placer. Contrairement à Imreh (1984), nous n'avons pas la certitude qu'elle apparaisse sur le terrain étudié.

- Au nord-ouest de la faille Connel, les basaltes à boules d'épidote évoquent, par leurs caractères de terrain, certains basaltes de la formation de Dubuison, sous-jacente à la formation de Val d'Or. Cependant, nous verrons, dans les conclusions préliminaires de la description qui leur est consacrée, qu'ils semblent caractériser un volcanisme calco-alcalin sous-aquatique de faible ou moyenne profondeur, donc totalement différent du volcanisme tholéiitique de grande profondeur observé dans la formation de Dubuison.

- A l'est de la faille, le problème est différent pour l'unité de leucobasaltes aphyriques en coussins qui coiffent certaines coulées et brèches de coulée felsiques, ce type d'association étant connu dans la formation de Dubuison. Ces basaltes ont, par ailleurs, les caractères d'un volcanisme sous-marin de grande profondeur que l'on ne trouve pas dans la formation de Val d'Or.

* Les corrélations trop hasardeuses n'ont pas été faites.

Le problème majeur de ce secteur NE du terrain est l'impossibilité d'établir des corrélations certaines entre les deux compartiments de la faille.

En corollaire, si l'on admet l'appartenance des leucobasaltes aphyriques à la formation de Dubuisson, et si des failles ou des chevauchements supplémentaires n'ont pas compliqué la structure, la mine Louvem serait alors placée à la base de la formation de Val d'Or, contrairement à la mine Manitou: d'ailleurs, outre les considérations hypothétiques énoncées ci-dessus, il est stratigraphiquement évident que les deux mines n'appartiennent pas à la même unité. (Fig. 11).

- Au sud, le contact de la formation de Val d'Or avec la formation de Héva est plus net. Il est souligné par des unités massives de brèches de coulée et de pyroclastites felsiques que l'on suit d'un bout à l'autre du terrain. Rappelons (Imreh 1984) qu'il s'agit en fait d'un sous-faciès subordonné de la formation de Héva.

2.3 - CRITÈRES DE POLARITÉ

Les critères de polarité sont peu nombreux et souvent ambigus. Sur le terrain, la polarité a été indiquée ou suggérée par les caractères suivants:

Dans les coulées à coussins

a- Les fentes de retrait de l'écorce des coussins étant habituellement plus abondantes sur les surfaces supérieures des coussins, elles indiquent une polarité sud pour l'échantillon n° 53 (dacite) au NE du terrain.

b- Les pédoncules (situés à la base des coussins) sont relativement nets dans les coulées de leucobasalte aphyrique au nord de la mine Louvem (polarité sud).

Ailleurs sur le terrain, l'interprétation de la géométrie des coulées à coussins est plus hasardeuse en raison des multiples cisaillements qui confèrent souvent aux coussins une forme elliptique symétrique.

Dans les pyroclastites

a- La présence, dans une coulée pyroclastique, de blocs de nature identique à celle du substratum sous-jacent est un critère utilisable (72).

b- Le meilleur critère dans ce type de matériaux est constitué par la présence, au sommet d'un banc, de figures d'érosion recouvertes par des dépôts postérieurs. Elles sont probables pour l'échantillon n° 67.

c- En dehors des zones de cisaillement, la forme des blocs est un critère statistiquement bon (LACOSTE, communication personnelle): Lorsque les blocs ont une face relativement plane, elle est en général tournée vers la base de l'unité (n° 67). Utilisé seul, ce critère n'est cependant pas suffisant.

d- Le granoclassement est en général inutilisable car, dans les pyroclastites, il peut être normal ou inverse. Cependant, la présence d'énormes blocs situés sur un contact permettent tout de même de définir la base de l'unité à laquelle ils appartiennent. (Pyroclastites au sud de l'échantillon n° 749).

L'application de tous ces critères donne, sur notre terrain, une polarité sud. Cette conclusion ne repose que sur six ou sept observations indiscutables. Cependant, elle s'accorde parfaitement avec les résultats structuraux des études régionales de DIMROTH et al (1982, 1983) et IMREH (1984).

Très localement, des polarités nord peuvent être supposées. En effet, des preuves indirectes (relation SO/S2, plissement d'un mince horizon repère de tuf pyriteux près de la mine Duraine) révèlent peut-être des petits plis d'entraînement locaux. (cf la carte géologique).

Dans quelques brèches de coulée, un sens de déplacement hypothétique de la coulée de lave est suggéré par la texture fluidale qu'on y observe, et la forme de certains coussins. Les figures 18 et 29 en donnent l'illustration.

2.4. - LA SURFACE STRATIGRAPHIQUE (SO)

Les mesures d'orientation de la stratigraphie (SO) sont peu nombreuses car les indices ont souvent été oblitérés par la forte schistosité de deuxième phase (S2). (voir le paragraphe suivant.)

Une vingtaine d'affleurements seulement ont fourni des mesures structurales (de SO) dont les principaux types sont énumérés et critiqués ci-dessous. Dans les autres cas, cette orientation a été déduite par comparaison des faciès entre des affleurements voisins.

- Les coussins sont facilement étirés selon la schistosité. Leur orientation est le plus souvent celle de S2.

- Le contact entre deux coulées de lave est utilisable s'il est visible sur plus de quelques décimètres.

- Le contact entre deux unités pyroclastiques nécessite, pour donner une orientation significative de SO, des affleurements au moins pluridécamétriques afin de s'assurer que l'on n'est pas en présence d'une petite unité chenalisée dont les contacts peuvent être très obliques à la surface stratigraphique générale.

Nous n'avons pas observé, dans les tufs, de litage fin qui ne soit pas transposé par la schistosité.

Les mesures fiables d'orientation de SO sont trop peu nombreuses. Elles ne sont donc qu'indicatives et ne permettent pas de tirer des conclusions sur la structure.

Une orientation générale moyenne N250 à N270 se dégage pour l'ensemble du terrain. La série est subverticale ou légèrement déversée vers le nord. En fait, l'influence de la tectonique pourrait être encore plus importante qu'il n'y paraît.

2.5 - STRUCTURE

Le but de ce travail n'est pas structural. D'ailleurs, la petite taille du terrain et la répartition hétérogène des affleurements ne permettent pas de donner ici autre chose que de simples indications.

La structure de la région méridionale de l'Abitibi est contrôlée par trois phases principales de plissement (voir synthèse de DIMROTH et al. 1983): F1 correspond à une compression N-S; elle a laissé une schistosité peu marquée, totalement effacée dans les régions où S2 est intense. F2 correspond également à une compression N-S, mais beaucoup plus importante que F1: elle est notamment responsable de la formation de l'anticlinal de La Motte Vassan. La schistosité

S2 qu'elle induit, d'orientation E-W, est très développée et quasi-constante. F3 correspond à une compression E-W peu intense; ses effets (kinks, etc.) sont très localisés.

La schistosité S2 est, sur notre terrain, très importante et quasi-constante. Elle y efface totalement la faible schistosité de première phase (simplement connue d'après la littérature), transpose ou efface le litage, et donne éventuellement naissance à une crénulation des contacts stratigraphiques.

D'orientation E-W à l'ouest du terrain, elle s'incline légèrement (N 240) au nord-est, semblant envelopper le batholite de Bourlamaque. Son pendage est très redressé (70-90°).

Deux cisaillements importants, sub-parallèles à la schistosité S2, d'orientation N 255, traversent l'ensemble du terrain.

L'orientation et le pendage de la schistosité S2 peuvent être mesurés aisément sur la plupart des affleurements.

La schistosité S3 se manifeste par des kinks qui plissent S2 (fig. 12). Les plus fréquents, très ouverts, ont un azimut de 0-10° (dans la partie nord du terrain), 10-30° (dans la partie sud). D'autres, fortement pincés, sont orientés N 100-110°. Les uns et les autres ne constituent pas des bandes de kinks d'importance régionale, car on en voit parfois l'amortissement rapide sur quelques décimètres.

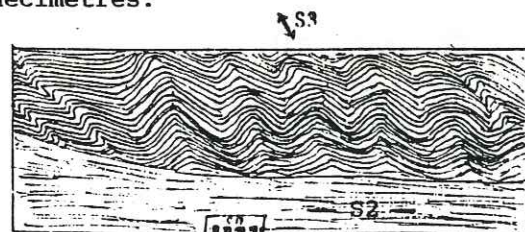


Fig. 12: petits plis de troisième phase (kinks probables), où on observe le plissement de la schistosité S2 au cours de la troisième phase (S3). La zone de kinks est en contact avec une zone où seule S2 apparaît, soulignant la localisation toujours très ponctuelle d'apparition de S3. (schéma d'après photo, M.G.).

La rosace des fractures* (fig. 13) indique plusieurs orientations, contrairement aux filons de quartz qui ont une orientation quasi-unique quelle que soit leur place et leur puissance: N80-N100, voisine de S2. Ces filons et filonnets, parfois plissés (par la seconde phase), de toutes dimensions, sont répartis sur l'ensemble du terrain et parfois minéralisés (pyrite, tourmaline, chalcoppyrite). Un second type est constitué par des veines de quartz de 2 à 15 cm, plissotées, d'axes N 40-60°, inclinées vers l'E ou l'W (non figurées sur la rosace).

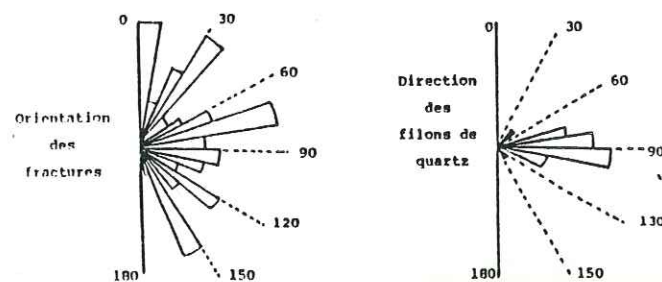


Fig. 13 Orientations moyennes des principaux systèmes de fracture, et des filons de quartz de la Zone MANITOU - LOUVEN.

* Environ 160 mesures de fractures, 50 d'orientations de filons de quartz.

Les multiples orientations de fractures ne permettent pas de tirer des conclusions dans le cadre de cette étude. La plupart de ces fractures sont vraisemblablement kénoréennes. Il est intéressant de noter que les filons de quartz ne correspondent pas à une des fracturations majeures. D'ailleurs tous ces filons, d'orientations identiques, plissés, sont probablement antétectoniques, cogenétiques (synchrones du plutonisme).

En conclusion, une première analyse du terrain permet de déduire la proximité vraisemblable d'un (ou plusieurs) centre(s) éruptif(s). Elle est suggérée par:

- l'abondance des pyroclastites grossières;
- l'abondance des laves felsiques, en coulées épaisses et de faible extension (notamment à l'ouest du terrain): la forte viscosité de ces laves ne leur permet en effet pas de s'étendre à une grande distance de leur lieu d'éruption.

La position de ces centres n'est pas déterminée. Imreh (1984) signale que les faciès pyroclastiques les plus grossiers sont situés juste à l'est de Val d'Or, et suggère qu'un centre éruptif devait fonctionner dans ce secteur.

Au sud-ouest du terrain (base de la formation de Héva), et au nord-est (sommet de la formation de Dubuisson ou base de la formation de Val d'Or ?), les coulées semblent venir de l'est (Fig. 29).

Les observations, faites dans des unités différentes par leurs âges et leurs lithologies, ne sont pas contradictoires. L'hypothèse de plusieurs centres éruptifs (fonctionnant simultanément ou à des époques différentes) est vraisemblable.

La faible étendue du terrain ne permet pas de dégager la structure et la tectonique générale de la région, mais nos observations sont en accord avec le schéma général dressé par Dimroth et al. (1982, 1983). La schistosité* qui "enveloppe" le batholite de Bourlamaque est bien postérieure à la mise en place de celui-ci. C'est une schistosité (S2) de plan axial de l'anticlinal de La Motte Vassan, d'axe E-W. Les surfaces stratigraphiques lui sont subparallèles. Il n'a pas été possible de préciser s'il y avait, ou non, des répétitions tectoniques de certaines unités.

* Dans tout le texte, lorsqu'il sera fait référence à la schistosité sans plus de précisions, il s'agira de S2.

B: DEUXIÈME PARTIE

DESCRIPTIONS PÉTROGRAPHIQUES DES FACIÈS

RÉSUMÉ

Basaltes à boules d'épidote et amphibole. - Coulées massives, coussins - Amygdales - fantômes de hornblendes et pyroxènes magmatiques - (enclaves magmatiques avec apatite) - Plagioclase uniquement dans la mésostase - Calco-alcalin ?

Leucobasaltes aphyriques (limite nord-est du terrain) - Coulées massives, coussins - Lave très fluide - Tholéiitique ?

Basaltes microporphyriques à plagioclase. - Coulées massives, coussins, brèches - Amygdales - fantômes de microphénocristaux de plagioclase, albitisé - Tourmaline secondaire particulièrement abondante - Calco-alcalin ?

Andésites microporphyriques et porphyriques à plagioclase. - Coulées massives, coussins, brèches - Amygdales - fantômes de microphénocristaux de plagioclase albitisé abondants - Calco-alcalin ?

Andésites-dacites microporphyriques massives. - Laves très microporphyriques - Macro et micro textures voisines des filons-couches - plagioclases épidotisés - Calco-alcalin ?

Laves felsiques - Coulées massives ou brèches, épaisses, faible extension - Quasi-aphyriques - Forment la grande majorité des blocs des pyroclastites felsiques - Indices de silicifications (intérêt gîtologique) .

Microgranites albitiques et microdiorites quartziques. - Affleurements massifs - Amphiboles et pyroxènes magmatiques altérés - Textures granophyriques éventuelles - Filons-couches de faible profondeur - Souvent sous-jacents aux amas minéralisés - plagioclases épidotisés ou albitisés - Calco-alcalin ?

Exhalites - Minces horizons stratiformes fortement pyriteux, muscovitisés, silicifiés .

Pyroclastites. - Généralement felsiques - Plutôt grossières → Eruption proche - Essentiellement monogéniques - Comagmatiques des laves ? - Mise en place sous aquatique.

1 - GÉNÉRALITÉS: RECHERCHE DES PARAGENÈSES MAGMATIQUES

Les associations minérales rencontrées présentent:

- des minéraux primaires stables ou métastables au cours des différentes phases métamorphiques successives (ex: apatite, certains minéraux opaques...).

- des minéraux secondaires d'origine hydrothermale ou pneumatolytique, stables depuis leur première cristallisation (ex: tourmaline), ou ultérieurement déstabilisés et recristallisés (ex: calcite...)

- des minéraux ayant cristallisé secondairement à partir de minéraux

antérieurs ou d'un verre primaire. Ils reflètent les conditions de pression et température du métamorphisme et de l'hydrothermalisme.

Des associations minérales pseudomorphosent d'anciens microphénocristaux dont la nature minéralogique est modifiée, mais dont l'habitus primaire est conservé ce qui est très utile pour l'analyse des micro-textures magmatiques (textures palimpsestes).

Les tableaux de reconstitution des paragenèses magmatiques qui terminent chaque description de faciès donnent une évaluation de la composition minéralogique des protolites. La confrontation avec l'association minéralogique secondaire observée permet d'expliquer l'origine de pseudomorphoses métamorphiques souvent complexes.

2 - BASALTES A BOULES D'ÉPIDOTE ET AMPHIBOLES (Basaltes à "Am-Ep")

2.1 - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Ces basaltes, qui affleurent au nord-est du terrain, sont rattachés par IMREH (1984) au sommet de la formation de DUBUISSON*.

Ils forment des coulées de 5 à 10 m d'épaisseur, le plus souvent massives, mais pouvant également présenter des pillows frustes de reconnaissance difficile. Ces coussins sont elliptiques, étirés N 60, parallèlement à la schistosité régionale dans ce secteur, jointifs, (Ø=20 à 50cm). Les unités qu'ils forment sont généralement suivies, vers le sud, par des coulées dont la surface d'érosion a un aspect "tourmenté", probablement dû à une texture bréchique de la roche. Cette succession (coulée massive, coulée en coussins, brèche de coulée) peut fournir un hypothétique critère de polarité vers le sud.

La roche est massive, mais sillonnée par d'innombrables veines et veinules recoupantes d'épidote verte d'orientations variées. De plus, elle contient toujours des noyaux d'épidote à contours nets ou diffus, de taille variable; les plus petits (2 à 5 cm) montrent souvent des aiguilles d'épidote verte en rosette baignant dans du quartz; les plus gros (Ø inférieur ou égal à 80 cm), ovoïdes, sont constitués d'épidote et d'amphibole. On y observe souvent un réseau de fentes parallèles qui ne se poursuivent pas dans l'encaissant.

La lave est de teinte gris-vert sombre en surface, noir-mat en cassure, ou vert-olive lorsque la matrice est fortement épidotisée.

Il existe un faciès aphyrique, l'autre microporphyrique à amphiboles trapues (taille des cristaux < 2 mm). A part ce détail, ces deux faciès ont les mêmes caractères de terrain.

Sur un affleurement on a relevé, dans la matrice de la roche ou associées à des petits amas d'épidote et quartz chloriteux, la présence de pyrite + chalcopryrite ± arsénopyrite.

2.2 - PÉTROGRAPHIE MICROSCOPIQUE

La texture magmatique relictuelle est microporphyrique à amphiboles. L'ancienne mésostase qui peut contenir des fantômes de microlites légèrement orientés (739) montre une retexturation micro-grano-lépidoblastique fine (20 à 35 microns).

* Cette appartenance est mise en doute dans les conclusions préliminaires de ce chapitre.

L'association minéralogique observée est la suivante:

Reliques texturales et minérales

Ap	Hb et Px	Ab por.	Ac	Ch	Eps.s	Cz	Abn.	Qzm.	Lx	Bi	Ca
±	25 - 40%	0-(<1%)	25-35%	30-40%	10-30%	±	± 10%	< 2%	0-5%	0%	±
(76):10%											

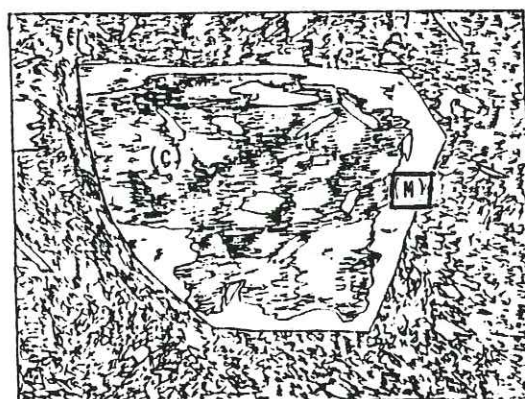
Les reliques texturales et minérales.

Les cristaux de plagioclase automorphes, d'ailleurs très rares, ont été remplacés par de l'albite. Les microlites sont albitiques.

D'anciens phénocristaux de minéraux ferromagnésiens sont partiellement ou totalement remplacés par une mosaïque de $Ac \pm Ch \pm Ca \pm Bi$. Ils peuvent être entourés d'une auréole effilochée d'actinote, et se présentent comme des pseudomorphoses conservant bien la forme des cristaux primaires. Ces pseudomorphoses sont isolées dans la matrice ou associées en des syneusis parfois complexes, mais peuvent aussi former des amas millimétriques ou centimétriques où l'on rencontre d'ailleurs des cristaux automorphes d'apatite (0,1 à 1mm); des cristaux xénomorphes de clinozoisite et de calcite constituent le remplissage interstitiel des amas.

En outre, une association $Ac+Ch$ à cristallisation fibroradiée remplit des vacuoles ovoïdes ($\phi = 0,0X$ à $0,Xmm$); ces vacuoles sont bordées d'une mince frange d'épidote s.l.

Dans l'échantillon N°739, la forme généralement allongée des cristaux (souvent maclés 100) et la présence fréquente d'anciens clivages à 124° indiquent que le minéral magmatique était vraisemblablement une amphibole. De la hornblende, de pléochroïsme X vert-jaunâtre sub-incolore, Z vert-olive, vert-bleuté est observée fréquemment au coeur des plages, mais est partiellement chloritisée.**



Dans l'échantillon N°76, des cristaux trapus où l'on observe la trace d'une nette augmentation de volume (M) au cours de l'altération du minéral primaire suggèrent la présence d'un pyroxène dans la paragenèse magmatique (Fig.14).

Fig.14: Fantôme de microphénocrystal magmatique de pyroxène actinotisé et chloritisé. (Ech.N°76, X120, nicols croisés, dessin d'après photo, M.G.).

Actinote. Elle est interstitielle, en aiguilles automorphes (76) ou xénomorphes, ou en rares cristaux équants automorphes (100 microns). On rencontre également des cristaux trapus dans des veinules recoupantes avec quartz + chlorite + épidote s.s. Son abondance est inversement proportionnelle à celle de la chlorite.

Chlorite. Elle forme le fond cryptocristallin de la matrice basaltique, ou bien de grandes paillettes associées à l'actinote.

L'épidote s.s. forme, d'une part une fine granulation nuageuse (10 microns) "couvrant" toute la matrice, d'autre part des cristaux limpides en pseudomorphose d'anciennes amphiboles ou constituant des amas liés à des systèmes de veines d'épidote abondantes, recoupantes et anastomosées.

* Parfois soulignés par des microinclusions opaques.

**La hornblende est ici vraisemblablement primaire; si elle était métamorphique, il serait en effet logique qu'on en rencontre également dans l'association granolépidoblastique métamorphique de la matrice, or seule l'actinote s'y trouve.

La biotite (pléochroïsme X sub-incolore, Z vert-olive très sombre apparaît en altération de la hornblende, ou en paillettes dispersées dans la matrice (76).

Les vacuoles sont, soit rares et remplies d'épidote s.s., soit plus abondantes (5 à 10%), ovoïdes, de $\phi \approx 0,1$ à 1mm et remplies de quartz (coeur) et de chlorite (périphérie), soit, également abondantes, remplies d'amphibole très altérée.

2.3 - INTERPRÉTATIONS

La présence de coussins, quoique frustes, indique que les basaltes à "Am-Ep" se sont épanchés en milieu aquatique. Le caractère amygdalaire suggère un milieu vraisemblablement peu profond, qui fait hésiter pour les rattacher à la formation de Dubuisson (MARUYAMA et YAMAZAKI, 1978).

L'actinote interstitielle a vraisemblablement été formée au cours du métamorphisme régional. D'après les textures palimpsestes, la hornblende et le pyroxène participent à la paragenèse magmatique de ces laves. Ils formaient notamment des amas que l'habitus des cristaux et la présence de grands cristaux d'apatite font interpréter comme d'anciennes enclaves magmatiques (hornblendite ou pyroxénite).

La paragenèse magmatique, reconstituée à partir de l'association minéralogique observée est donnée Fig.15.

L'épidote s.s. est observée: d'une part sous la forme d'une granulation fine dans la mésostase (elle correspond à l'altération intime de la matrice, et est vraisemblablement très précoce); d'autre part dans des veinules recoupantes, et en pseudomorphose des enclaves magmatiques. La localisation de cette dernière indique qu'elle est plus tardive: on

Association minéralogique	Paragenèse magmatique déduite
Pseudomorphose ± polycristalline de $Ch \pm Ac \pm Ca \pm Bi$.	Microphénocristaux de hornblende et, éventuellement, de pyroxène.
Pseudomorphose rectangulaire constituée de monocristaux d'épidote s.s. limpide.	
Pseudomorphose formée de chlorite (76) (forme trapue)	Microphénocristaux de pyroxène.
Pseudomorphose formée de $Ab \pm Ep \pm Mu \pm Ch$.	Microphénocristaux de plagioclase. (exceptionnels)
Bâtonnets de $Ab \pm Ep$.	Microlites de plagioclase (739).
Amas polycristallins de pseudomorphoses de Hb comme ci-dessus + Ap automorphe + Cz et Ca interstitielles. (0,1 mm à 1 mm).	Enclaves magmatiques Hb et/ou Px-La clinozoisite et la calcite interstitielles peuvent correspondre à l'altération d'un plagioclase calcique interstitiel post-hornblendes.
Agrégats microcristallins interstitiels:	
$Ch+Ac+Lx+Qz+Bi$ (60% de la roche en volume)	(Matrice volcanique vitreuse).
Ep , ou $Qz+Ch$, ou $Ac+Ch$	(Vésicules de dégazage).

Fig.15 Paragenèse magmatique des basaltes à boules d'épidote et amphibole déduite de l'association minéralogique observée.

suggère qu'il s'agit d'une épidote issue de la mobilisation du stock précoce de la mésostase.

Dans la formation de Dubuisson, IMREH (1984) rappelle que les boules d'épidote se forment par saussuritisation lors d'un métamorphisme synvolcanique, lorsque "la pression hydrostatique dépassait la pression critique de l'eau, rendant impossible l'émission de vapeur". Les amas magmatiques de hornblende plus ou moins pseudomorphosés par de l'épidote que nous avons décrits seraient donc différents des amas d'épidote d'altération connus dans la formation de Dubuisson.

Des prélèvements systématiques dans les basaltes à boules d'épidote et amphiboles de notre terrain, et dans les basaltes de la formation de Dubuisson, sont nécessaires pour préciser, par une étude pétrographique fine, certains processus magmatiques (enclaves) et métamorphiques syn-volcaniques (épidotisation). L'épidotisation syn-volcanique de la formation de Dubuisson s'opposerait à une épidotisation "plus tardive" (mais peut-être tardi-volcanique) de nos basaltes (veines recoupantes et épidotisation des amas).

La présence d'apatite, associée à de la hornblende et à une phase minérale opaque est le signe d'un magmatisme calco-alcalin qui s'oppose, également, au magmatisme tholéiitique de la formation de Dubuisson (IMREH, 1984).

3 - LES LEUCOBASALTES APHYRIQUES *

Ils forment de nombreuses coulées affleurant sporadiquement sur une épaisseur minimale de 500 à 800m au nord de la mine Louvem. Leur extension vers l'est n'est pas reconnue; on ne les a pas retrouvés à l'ouest. Ils constituent une succession de coulées en coussins et de brèches de coulée, avec intercalations occasionnelles de filon-couches très peu porphyriques.

Ils sont recouverts par une unité de coulées et brèches de coulée dacitique. Les laves à débit en coussin dominant largement.

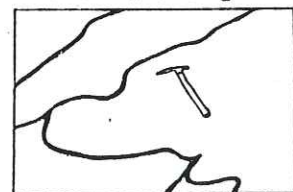


Fig.16: Coussins de leucobasalte aphyrique (NE du terrain).

Les coussins sont jointifs, de 1 à 2m de long x 50 à 80cm d'épaisseur, hémisphériques, parfois multipédunculés, exceptionnellement de 1,5 à 3m, très lobés. Dans le cas de la fig.16, leur bordure méridionale peut être amygdalaire, ce qui constitue alors un bon critère de polarité vers le sud. Localement, des coussins plus petits (0,8 x 0,4m) forment des empilements très réguliers sur 2 à 3m de puissance, alternant avec des coulées massives.

La lave est gris-brunâtre en patine, vert-sombre en cassure, contenant moins de 5% de microphénocristaux de plagioclase ($\phi < 2\text{mm}$). Les structures sont typiques d'épanchements sous-aquatiques de grande profondeur, très fluides, sur des zones d'écoulement sub-horizontales. Ces caractères suggèrent de les faire rattacher à la formation de Dubuisson plutôt qu'à celle de Val d'Or.

* Leur existence est signalée à titre indicatif, bien qu'ils ne fassent pas partie du terrain.

4 - LES BASALTES MICROPORPHYRIQUES À PLAGIOCLASE* (Basaltes à "P1")

4.1 - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Ces basaltes forment quelques groupes d'affleurements au sud-ouest du terrain. On ne leur a pas trouvé de continuation latérale vers l'est.

Ils ont le faciès de coulées massives (30), de coulées en coussins (26, 27, 28, 755) ou de brèches de coulée (29). Les faciès à coussins et bréchiques dominant très largement sur les faciès massifs. Des lentilles de pyroclastites andésitiques grossières sont localement intercalées entre les coulées.

Les coussins sont elliptiques et étirés selon la schistosité S2. Ils ne montrent pas de structure interne caractéristique. La matrice intercoussins est très réduite dans les coulées en coussins.

Les brèches de coulée sont de deux types:

1/ Brèches à coussins entiers ou peu fragmentés, elliptiques, de 10 à 80 cm de diamètre, mal classés parfois épidotisés au cœur. Les coussins ont une texture microporphyrrique. La matrice intercoussins représente 50% de la roche. Ce type de coulée, dont on a deux exemples, affleure sur une épaisseur minimum de 20 m sans variation pétrographique notable (Fig.17).

Un examen attentif, macroscopique et microscopique, peut être nécessaire pour éviter la confusion avec un tuf à blocs. Le meilleur critère réside dans la texture de la matrice entourant les coussins: à toutes les échelles, elle ne présente jamais d'hétérogénéité tuffacée, même si elle contient souvent de gros (ϕ 1 à 3 mm) syneusis arrondis pouvant ressembler à de petits fragments clastiques.

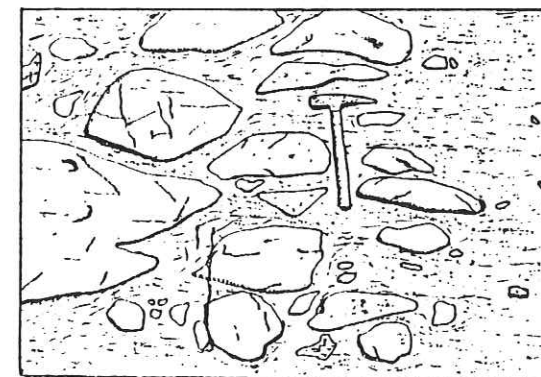


Fig.17: Brèche de coulée à coussins entiers ou peu fragmentés. Contrairement à ce que l'on observe dans un tuf à blocs, la matrice, très chloriteuse, ne montre pas d'étalement exagéré des classes granulométriques; les fragments sont arrondis ou lobés, jamais très anguleux. (comparer avec la fig.42: tuf à blocs). (Affleurement de l'échantillon n°26; dessin d'après photo M.G.).

2/ Brèches de coulée riches en fragments. Dans une matrice chloriteuse représentant 70% de la roche, on rencontre de nombreux fragments de coussins étirés, ainsi que quelques coussins entiers (ϕ 10 à 60 cm) très lobés, montrant d'éventuels signes de fluidité (Fig.18). Ces brèches de coulées sont souvent intimement associées aux coulées à coussins, les unes et les autres se répétant et se succédant mutuellement, verticalement et latéralement.

* Le terme de "basaltes microporphyrriques à plagioclases" a été choisi pour différencier ces laves des basaltes à "Am-Ep" où le plagioclase appartient uniquement à la matrice.

Il existe une succession continue entre des faciès aphyriques et des faciès très nettement microporphyriques.

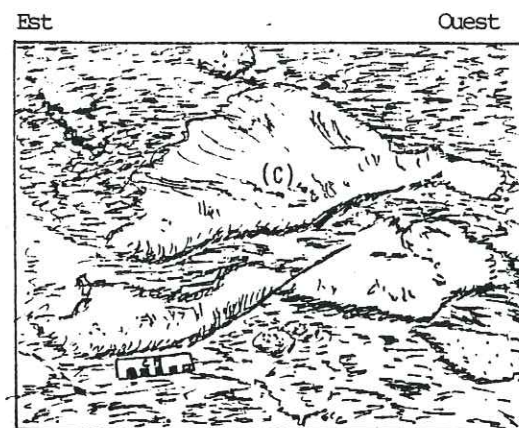


Fig. 18: Exemple de brèche de coulée nettement plus clastique que dans le cas précédent. On observe en outre une certaine texture fluidale qui peut suggérer un sens d'épanchement des coulées vers l'est (vers la droite sur le dessin). L'étirement du grand coussin (C) est partiellement d'origine tectonique, mais sa forme générale, indiquant la fluidalité, est vraisemblablement primaire. Malheureusement, comme c'est très souvent le cas, cet affleurement n'est que bidimensionnel. (schéma d'après photo, M.G. éch. n°26).

sens d'écoulement possible (la schistosité lui est subparallèle)

La lave est gris-verdâtre en patine, à cassure vert-sombre, presque noire pour les faciès massifs et aphyriques. Elle est parfois faiblement amygdalaire.

4.2 - PÉTROGRAPHIE MICROSCOPIQUE

Le caractère microtextural commun des différents sous-faciès signalés plus haut est l'habitus des microphénocristaux de plagioclase.

Selon l'abondance de ces derniers, la texture est quasi-aphyrique (28) à franchement microporphyrique (755). La mésostase relictuelle est à tendance microlitique généralement très nette, parfois orientée localement (26) ou totalement (755). Le reste de la mésostase est formé d'un agrégat microcristallin épimétamorphique, de texture grano-lépidoblastique, ou grano-lépidonématoblastique lorsqu'il y a des aiguilles d'actinote.

Les cinq échantillons qui constituent le faciès des basaltes microporphyriques ont été prélevés dans un même secteur du terrain.

Les associations minéralogiques rencontrées sont les suivantes:

reliques texturales

N°	Abpor	Abmés	Eps.g.	Ch	Ac	Lx	Qz	To	Bi	Ca	Op
28	1%		3%	5%	30%			20%	0%		
29	10%	20	20%	20%	30%	3	2		<1%	0	
30	10%	à	7%	15%	15%	à	à	1%	0%	à	-
26	15%	40%	20%	25%	0%	5%	5%		0%	15%	
755	25%		20%	25%	0%				0%		

Les reliques texturales

Les microphénocristaux de plagioclase sont pseudomorphosés par de l'albite (An 0 à 3%). Leur taille varie de 0,2 à 0,8mm dans les faciès "aphyriques" (moins de 10% de la roche) et de 0,2 à 5 mm dans

les faciès microporphyriques (755). Ils sont grossièrement maclés. L'échantillon n°26 présente des macles polysynthétiques en échiquier, mais on n'observe pas de maclage typiquement tectonique (macles très fines, biseautées). Les cristaux sont automorphes, trapus mais légèrement émoussés, associés en syneusis. Dans les brèches de coulée (29,755), les syneusis sont complexes, de grande taille (1 à 5 mm), très arrondis. Les cristaux sont souvent fracturés.

Les microlites de plagioclase (10 x 100 microns). Dans les faciès à microtexture fluidale (755), ils forment localement des gerbes. Ils ont été pseudomorphosés par de l'albite (déterminée à la microsonde), et éventuellement quelques grains d'épidote s.l.

La chlorite, bien pléochroïque, de teinte bronze entre nicols croisés se trouve en petites paillettes enchevêtrées dans la mésostase, parfois en altération des feldspaths ou dans les ombres de pression, ou en grosses paillettes dans des veinules microplissées (29).

L'actinote, incolore, forme des aiguilles de 5 à 10 x 50 à 100 microns, en gerbes, en oursins, ou plus ou moins orientées selon la schistosité. Elle se trouve dans la mésostase, où son abondance est inversement proportionnelle à celle de la chlorite (28, 29, 30).

Le leucoxène constitue une granulation synfoliale de 20 à 60 microns répandue uniformément dans la mésostase et absente des plagioclases.

La biotite est exceptionnelle (29): elle forme de petites paillettes équantes (80 microns), bien pléochroïques (Z vert-olive très sombre, X vert-jaunâtre clair), sans orientation particulière par rapport à la schistosité, éventuellement associées à de la chlorite.

La calcite forme des grains ou des flaques xénomorphes de taille très variable, disséminés ou en alignements conformes à la schistosité. Les grandes flaques (0,5 mm) semblent remplir des cavités et se développer aux dépens de la mésostase dont elles incluent, sans les absorber, les grains d'épidote et de leucoxène. Localement, elle entoure des prismes de tourmaline.

La tourmaline, bleue, forme des prismes ($\sigma \leq 0,2\text{mm}$) souvent cassés, parfois pliés, pouvant présenter des ombres de pression; elle peut constituer des faisceaux où tous les prismes ont la même orientation (30). Elle est souvent poecilitique, d'allure "spongieuse", incluant les grains d'épidote s.s. et de leucoxène de la matrice. (fig. 19).

Très exceptionnellement, on l'a observée le long de fissures dépourvues d'autres minéraux (26), ou en alignements obliques à la schistosité principale, associée à une granulation plus importante de leucoxène.

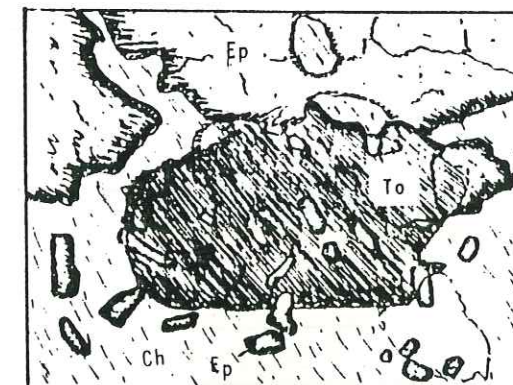


Fig. 19: Cristal de tourmaline poecilitique

(To), entre des grains d'épidote ss.(Ep), et des plages de chlorite (Ch). On observe, en inclusion dans la tourmaline, des grains d'épidote et de leucoxène semblables à ceux disséminés dans la matrice de la roche: la tourmaline s'est développée postérieurement à leur cristallisation.

(Ech. n°26, x120, L.N., dessin d'après photo, M.G.).

Des fragments d'origine hyaloclastique et hyaloporphyrrique (29) sont constitués d'un agrégat microcristallin de grain très fin d'épidote > chlorite > leucoxène où peuvent baigner d'anciens microphénocristaux de plagioclase albitisés. Ils forment des flammes parfois pliées sur des cristaux de la roche. On les interprète comme étant des fragments vitreux déposés à l'état visqueux, et ultérieurement altérés (Fig. 20).

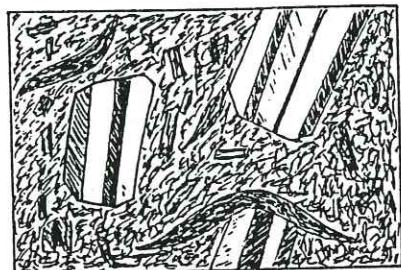


Fig.20. Fragments hyaloclastiques: écharde de verre pliées sur les cristaux, indice d'un dépôt à haute température. Ce verre est ultérieurement cristallisé en un agrégat micogranulaire dont l'association minérale dépend de sa composition primaire. (éch. n°29, x50, nicols croisés)

Les amygdales sont peu abondantes et forment des "yeux" (250 à 300 microns) polycristallins de cristaux de quartz engrenés, étirés selon la schistosité (30).

4.3. - INTERPRÉTATIONS

La présence de coussins indique des épanchements en milieu aquatique. Le caractère amygdalaire suggère une profondeur relativement faible. L'abondance des brèches de coulée et leurs relations avec les coulées de coussins indiquent une surface d'épanchement inclinée.

Les microphénocristaux de plagioclase équants, associés en des syneusis complexes, indiquent que le magma a séjourné relativement longtemps dans la cheminée volcanique ou dans une chambre magmatique, avant de s'épancher à la surface. Leur émoussé peut être dû à une usure mécanique lors de l'extrusion des brèches de coulée, mais également à des phénomènes intratelluriques de destabilisation et de corrosion lors d'un séjour prolongé dans le magma.

La paragenèse magmatique déduite de l'association minéralogique observée est donnée fig.21.

Associations minéralogiques	Paragenèse magmatique déduite
Pseudomorphose constituée de —	Microphénocristaux de plagioclase
Ab + agrégat de Ep s.s./Cz ± M ₁	
Bâtonnets de Ab ± Ep s.l. —	Microlites de plagioclase
Agrégat microcristallin de Eps.l. + —	Verre basaltique
Ch ± Ac + Qz + Lx ± Ca - Bt	
Agrégat microcristallin formant —	Fragments hyaloporphyrriques (29) et des "flammes" étirées, pliées: hyaloclastiques
Eps.l. (60%) + Ch (35%) + Lx (5%) ± Ab - Qz	

Fig.21 : Paragenèse magmatique des basaltes microporphyrriques à plagioclase déduite de l'association minéralogique observée.

On remarquera notamment que l'altération du verre basaltique a essentiellement produit de la chlorite et de l'épidote. La faible abondance de l'actinote, déstabilisée en chlorite, indique, selon LUDEN et al. (1982), un degré d'altération de la roche plus intense que lorsque l'on observe des paragenèses à actinote + épidote + chlorite.

5 - LES ANDÉSITES MICROPORPHYRIQUES ET PORPHYRIQUES À PLAGIOCLASE

5.1 - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Les andésites ont été décrites dans deux groupes d'affleurements pluridécamétriques. Ces laves se présentent:

- Soit sous la forme de coulées massives, superposées, où chaque coulée a plusieurs mètres de puissance (73): cet ensemble homogène repose sur une épaisse séquence de pyroclastites andésitiques et dacitiques; au contact entre ces deux unités, on rencontre (752) quelques coulées d'andésite en petits coussins (5 x 20 cm), empilés, formant des lentilles elliptiques (2 à 3 m x 8 à 10 m) dont la forme des contacts francs avec leurs soubassements est probablement déterminée par la paléotopographie.

- Soit sous la forme de coulées à coussins et de brèches de coussins dont les descriptions morphologiques suivent (38, 39, 40, 41); ces unités reposent sur une séquence massive de pyroclastites dacitiques à blocs (35, 36). Dans ce second cas:

Les coussins forment des empilements dans lesquels on ne distingue pas de polarité, et sont séparés par une matrice très chloriteuse, vert sombre, d'épaisseur constante (5 à 20 cm) dans un même horizon. Leur taille varie de 1 m x 1m50 (contours dentelés) à 50cm à 1m x 3 à 8m suivant l'orientation de la section par rapport à l'allongement maximum du coussin. (fig 22).

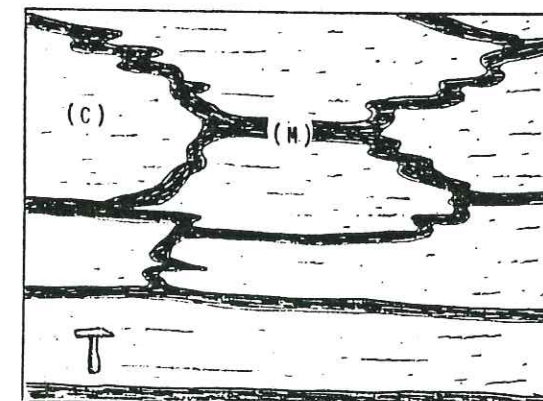


Fig.22 : Coulée d'andésite en grands coussins. Cette texture lavique spectaculaire pour le terrain est présente sur plusieurs dizaines de mètres de puissance sans variation notable.

-(C): coussin (éch. n°39)
-(M): matrice inter-coussins (éch. n°38).

(Schéma de terrain, M.G.).

L'intérieur des coussins est homogène, sans zonation caractéristique. Il n'y a ni écorce, ni, apparemment, de bordure figée, cette dernière ayant dû disparaître au profit de la matrice chloriteuse (JUTEAU, 1975, p. 278).

La brèche de coussins montre des empilements de coussins entiers polylobés ou fragmentés, baignant dans une matrice chloriteuse très porphyrique (plagioclases).

La lave est de teinte gris-vert en surface, vert foncé en cassure. Elle contient 10 à 35 % de microphénocristaux ($\varnothing \sim 3$ mm) de plagioclase automorphes. Lave et matrice intercoussins contiennent des amygdales de 2 à 6 mm, sphériques (quartz saccharoïde $\mp$ calcite) ou très aplaties (chlorite) ou, exceptionnellement, de calcite $\mp$ malachite $\mp$ bornite $\mp$ azurite.

Un faciès pétrographiquement voisin a été observé au Sud-Ouest du terrain (33 et 34). Les différences sont d'ordre morphologiques: les coulées ont 1 à 3 m de puissance; les coussins sont jointifs, très étirés selon la schistosité régionale; les brèches de coulée sont très riches en fragments de petite taille.

5.2 - PÉTROGRAPHIE MICROSCOPIQUE

Les andésites forment une série intermédiaire entre les basaltes et les dacites. Leurs caractères de terrain ("maficité") et pétrographiques les rattachent plutôt aux roches mafiques, dont elles diffèrent principalement par leur composition chimique (silice ...). 21 et 39 sont les faciès les plus mafiques de la série, 73 et 752 les plus felsiques.

La texture magmatique relictuelle, le plus souvent microporphyrique, évolue entre un pôle aphyrique (33) et l'autre porphyrique (39: les phénocristaux de plagioclase ont 2 à 5 mm). La mésostase est généralement microblastique, mais montre aussi parfois (34, 39, 752) de nets fantômes de microlites éventuellement orientés.

L'association minéralogique observée est la suivante

Reliques texturales et minérales.

	Ab por.	Fe-Mg magn.	Ap.	Ab m.	Qz m.	Ch	Ac	Lx	Op	Ca	Ep	Al
Cas général	10-35 %	+	0%	+	+	15-30%	0 %	2-7 %	1-5 %	var.	-	0 %
Cas particuliers	(33): <1%		21: ±			740 et 741: 5%	35%			(748): 15%		(41): ±

Les reliques texturales et minérales

a - Les cristaux de plagioclase primaires ont été pseudomorphosés par de l'albite An 0 à 3%. Leur taille varie de 0,2 à 1 mm dans les faciès où ils représentent moins de 15% de la roche, de 0,5 à 3 mm et plus dans les autres. Ces cristaux sont automorphes mais souvent émoussés; ils ne forment des syneusis (simples) que dans les brèches de coulée. La mésostase, ordinairement microlitique et/ou granulaire, contient aussi, dans ces dernières, des phénoclastes ($\varnothing < 0,1$ mm) d'albite.

De petites flaques amiboïdes de chlorite orientées suivant les clivages pourraient témoigner de la présence de golfes de corrosion d'origine magmatique (41): elles correspondraient en effet à des gouttelettes de liquide incluses dans le cristal au cours de la cristallisation.

* Mesures optiques et analyses à la microsonde sur l'échantillon n°39.

On observe également une zonation d'altération des plagioclases par répartition de l'épidote en couronnes dans le cristal, indiquant peut-être une zonation magmatique (fig23).

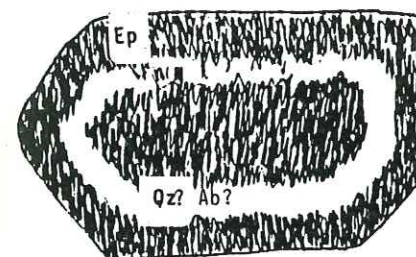


Fig.23 Fantôme de microphénocristal de plagioclase partiellement épidotisé. L'épidote s.l. très nuageuse, cryptocristalline, est précoce (Ep). La présence d'une couronne intermédiaire (de quartz Qz ou d'albite limpide ?) indique probablement une zone plus acide du cristal primaire. (zonation magmatique). (Ech. n°748, x150, L.N., dessin d'après photo, M.G.).

Dans l'échantillon n°21, on observe deux types de plagioclases

- Des fantômes de microphénocristaux semblables à ceux déjà décrits dans tous les faciès microporphyriques (0,2 à 2mm).
- Des petits (50 à 150 microns) cristaux peu automorphes ou xénomorphes, localisés dans des lits chloriteux synfoliaux. Ils sont partiellement nuageux (teinte mauve-brunâtre clair) en raison de la présence de microinclusions fluides. On note une zonation dans la répartition de ces microinclusions: elles se manifestent vers l'extérieur du cristal (dont le cœur est souvent limpide), sur les faces en contact avec la chlorite.

- b - L'apatite: elle forme parfois de petits cristaux peu abondants.
- c - Hypothétiques minéraux ferro-magnésiens primaires: voir la chlorite.

La chlorite, comme dans les basaltes à microphénocristaux de plagioclase, se trouve dispersée dans la mésostase ou en nids, mais aussi en gros amas clairs, sans ponctuation opaque, subrectangulaires ou trapézoïdaux, de même composition (39, 40, 41). (Fig.24).

L'origine de ces amas est hypothétique:

Il pourrait s'agir de "dominos" de chlorite constitués de manière purement mécanique au cours du cisaillement, à partir de la chlorite existant dans la matrice. Dans notre cas cette hypothèse ne tient pas car, ici, la roche est faiblement cisailée. Il faut donc envisager une autre origine:

- La forme des amas n'évoque par celle d'amygdales.
- Pour (40) et (41), leur forme suggère nettement d'anciens cristaux automorphes, actinotisés et chloritisés. Il devait s'agir d'une amphibole (ou d'un pyroxène), peu ferrifère et peu titané car la pseudomorphose est totalement dépourvue de minéraux opaques et de leucoxène. Par analogie mais avec une certitude moins grande, cette hypothèse est également suggérée pour l'échantillon n°39 (Fig.24).

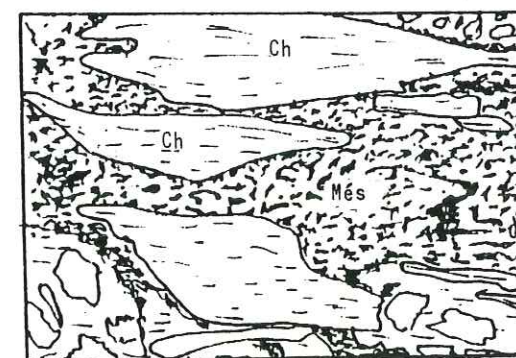


Fig.24: Amas de lamelles de chlorite (Ch) dérivant de fantômes de cristaux ferro-magnésiens magmatiques peu ferrifères et peu titanés? C'est une des hypothèses les plus probables pour expliquer l'origine de ces amas de lamelles de chlorite étirés selon la schistosité. Ils se différencient très nettement de la chlorite de recristallisation de la mésostase, bourrée d'inclusions opaques et semi-opaques. (Més).

(Ech. n°39, x30, L.N., dessin d'après photo, M.G.).

L'actinote de la mésostase (40, 41) est identique à celle des basaltes à plagioclase.

Le leucoxène (5 à 20 microns), disséminé, toujours associé à de la chlorite, ou des minéraux opaques (xénomorphes ou prismatiques), sont disséminés dans la matrice. Localement (748) on a d'anciens minéraux opaques subautomorphes (0,3 - 0,5 mm), totalement leucoxénisés, avec ombres de pression (ilménites antétectoniques probables).

La calcite a le même type de répartition que dans les basaltes à "Pl".

L'épidote s.l. (microgranulaire, nuageuse) ne se trouve qu'exceptionnellement (748) en altération générale de la roche. D'autre part, on rencontre des grains d'épidotes.s. très claire à la périphérie d'amas de calcite (39), au contact de la chlorite de la matrice: cette localisation particulière suggère qu'elle pourrait être le produit d'une réaction métamorphique entre ces deux phases minérales.

Les amygdales: (33) et (39) contiennent environ 5% d'amygdales de quartz, ou quartz + chlorite, ou calcite, étirées selon la schistosité.

Matrice des coulées en coussins. (fig.22). (38) provient de la matrice située entre les coussins d'andésite dont (39) est un échantillon. Cette matrice contient 40% de phénoclastes d'albite baignant dans une mésostase de chlorite (40%) + leucoxène (15%). Certaines zones étirées et bien circonscrites sont dépourvues de leucoxène. Il s'agit probablement des mêmes amas que dans (39).

5.3 - INTERPRÉTATIONS

La présence fréquente de coussins indique des épanchements en milieu aquatique. Le caractère très amygdalaire de certaines laves (33, 39) suggère une profondeur d'épanchement relativement faible.

Les fantômes de phénocristaux d'albite offrent des microtextures magmatiques relictuelles dont il n'est pas possible de déterminer la nature exacte en raison des altérations ultérieures (golfes de corrosion, zonations). Elles indiquent la modification (probablement répétée) des conditions d'équilibre entre le cristal de plagioclase en cours de croissance et le bain magmatique. Ces caractères sont fréquents dans des roches appartenant à des séries calco-alcalines, auxquelles on suggère donc d'attribuer les andésites.

Les petits cristaux de plagioclase à microinclusions fluides ont été rencontrés dans un seul échantillon ce qui limite les possibilités d'interprétations.

Ces cristaux, moulés par la schistosité, sont exclusivement localisés dans les lits de chlorite synfoliaux; en outre, on constate que les microinclusions sont présentes surtout dans les zones en contact avec la chlorite. Ces caractères réunis suggèrent que ces plagioclases

se sont développés au moins partiellement au cours de la formation des lits de chlorite dont la géométrie suggère une origine syntectonique donc plus ou moins symmétamorphe. Il est possible, mais non prouvé, que le coeur de ces cristaux, étant dépourvu de microinclusions, représente un "germe" antémétamorphique autour duquel le plagioclase symmétamorphe aura cristallisé.

Si au moins la partie nuageuse des plagioclases est effectivement symmétamorphe l'analyse des inclusions fluides devrait pouvoir fournir des informations sur la composition des fluides du métamorphisme.

Dans la figure 25, les paragenèses magmatiques sont reconstituées à partir des associations minéralogiques observées.

Associations minéralogiques	Paragenèse magmatique déduite
Pseudomorphose formée de Ab "fraîche", limpide, bien maclée, et contenant de rares cristaux de Cz	Microphénocristaux de plagioclase
Bâtonnets de Ab	Microlites de plagioclase (34, 39, 752)
Agrégats microcristallin de: + Op Ch + Ac + Qz + Ab + Lx	(33, 34) } mésostase (autres échantillons) } vitreuse
Agrégat microcristallin subrectangulaire de Ch + Ac	Microphénocristaux d'amphibole ou de pyroxène.
(Ap: baguettes 0, x x 0,0 x mm disséminées dans l'échantillon)	(Apatite magmatique)

Fig 25: Paragenèse magmatique des andésites déduite de l'association minéralogique observée.

6 - LES ANDÉSITES ET DACITES PORPHYRIQUES MASSIVES

6.1 - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

On désigne ainsi des roches dont les caractères macroscopiques et microscopiques évoquent, pour des raisons différentes, des coulées de laves massives ou des filon-couches. C'est en définitive sur la texture fine de la mésostase que l'on s'est fondé pour les attribuer aux laves.

Ces laves, très massives, affleurent sur 20 à 60 m de puissance sans grandes variations texturales ou structurales. Ces caractères seraient en faveur d'une origine intrusive (filon-couches), mais une vague texture effusive est suggérée par des linéations onduleuses de grande amplitude (différentes de la schistosité), évoquant des structures d'écoulement ou des unités de refroidissement frustes. Localement, des "flammas" ou des "échardes" (y cm x z dm) associées à ces structures sont constituées d'un matériel verdâtre clair, de texture très fine, à cassure chertreuse: on les interprète comme étant le produit de la pulvérisation par frottement de croûtes felsiques figées (Fig. 26).

La lave, gris-blanchâtre en surface, gris-bleuté en cassure, contient en général 20 à 40 % de microphénocristaux de plagioclase automorphes.

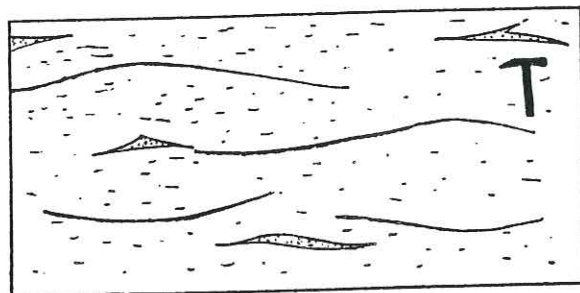


Fig. 26 : Macrotextures des andésites-dacites porphyriques massives. La présence de vagues textures effusives suggère une brèche de coulée felsique très massive mais ce type de matériau est facilement confondu avec des filon-couches; les meilleurs critères sont microtexturaux. (Affleurement de l'éch. 82, croquis de terrain, M.G.).

6.2 - PÉTROGRAPHIE MICROSCOPIQUE

Les andésites-dacites porphyriques massives ont une texture magmatique relictuelle microporphyrique à plagioclase. La mésostase, qui montre rarement des fantômes de microlites (25,59) est micro-granolépidoblastique très fine et homogène (5-10 microns:89) à fine, hétérogène (15-40 microns: 59,82,749).

L'association minéralogique est la suivante:

Reliques texturales et minérales

Ab por.	Qz rhy.	Ap	Ab+Qz més	Ch	Ep-Cz	Lx+Ru	Op	Mu	Ca
20-40%	-	±	30-50%	5-15%	0-2-7%	< 2%	0-(2)%	< 1%	(0)-5%

Les reliques texturales et minérales

Les microphénocristaux de plagioclase sont pseudomorphosés par l'association Ab + Ep s.l. peu ferrifère + Mu + Qz (± calcite). Ils sont mal triés, isolés, trapus, automorphes, aux arêtes émoussées, souvent fracturés.

Des cristaux de quartz rhyolitique sont présents dans certains faciès (59). L'apatite est rare.

Le quartz: Il est difficile d'évaluer la proportion de quartz dans la mésostase quartzo-feldspathique. Dans (25), on observe des veinules secondaires boudinées (donc, cependant, antéectoniques), pleines de calcédoine (elles ont l'apparence de vacuoles).

L'épidote s.s ou la clinozoïsite forment une fine granulation microcristalline (grains de 10 à 15 microns) "couvrant" la mésostase et, éventuellement, les feldspaths.

Localement (59), on observe également des grains d'épidote s.s. en inclusion à la périphérie d'amas de calcite lorsque ceux-ci sont en contact avec la chlorite de la mésostase. Cette relation suggère que l'épidote s'est formée au cours d'une réaction entre la chlorite et la calcite.

Plus rarement, épidote s.s et clinozoïsite sont absentes (89)

La chlorite constitue le fond cryptocristallin de la mésostase. Elle est peu ferrifère (peu colorée) et les teintes anormales en lumière polarisée y sont rares ou absentes. Elle forme aussi (25) des petites plages très uniformes, microcristallines, aux contours francs (amygdales? fantômes d'amphibole?)

La calcite est finement disséminée, mais mal répartie dans la mésostase (25,59), ou forme de gros amas de gros grains aux contours irréguliers (749).

Les minéraux opaques (25,59) sont nettement plus abondants dans les zones chloriteuses. (Il s'agit généralement d'ilménite et de magnétite).

Les vacuoles sont exceptionnelles (89: moins de 1%), très nettes, étirées (0,2 à 5 mm), remplies de cristaux polygonaux de quartz.

Les fragments hyaloporphyrques. L'échantillon 25 montre des fragments quartzo-feldspathiques de texture microgranulaire très fine, dépourvus de chlorite (contrairement à la mésostase de la roche), faiblement microporphyrques. Ces fragments ont la forme d'échardes (0,5 à 1 mm) déchiquetées, souvent pliées sur les feldspaths de la roche.

La mise en place s'est donc faite à haute température, car la roche n'a pas subi de forte tectonisation. Ces fragments sont d'anciennes échardes vitreuses.

Cette texture hyaloporphyrque est celle d'une brèche de coulée plutôt que celle d'une hyaloclastite, en raison de l'abondance des phénocristaux.

6.3 - INTERPRÉTATIONS

- L'aspect massif et homogène de ces unités de roches intermédiaires à felsiques, et l'abondance des microphénocristaux étaient en faveur d'une origine intrusive.

Cependant, de vagues macrotextures effusives suggéraient une origine lavique. Elle semble confirmée par l'examen de la microtexture de la mésostase, vaguement microlitique et microgranulaire non "enchevêtrée" (voir "filon-couches", II.B.8.), par la présence de vacuoles (89), et de fragments hyaloporphyrques (25). Il est d'ailleurs probable que la recristallisation métamorphique a effacé des microtextures laviques déjà discrètes à l'origine.

- La texture porphyrique indique un séjour assez long dans une partie profonde de la cheminée, ou dans une chambre magmatique.

- On considère que l'"émoussé" des plagioclases est d'origine magmatique, car il n'y a pas de signes de très forte tectonisation et/ou recristallisation. Cet habitus peut indiquer un plagioclase en déséquilibre avec le magma, comme c'est souvent le cas dans les laves de séries calco-alcalines.

- Les coulées sont très épaisses et probablement de faible extension: le paléocentre éruptif est certainement très proche.

- On donne, figure 27., les principales paragenèses magmatiques déduites des associations minéralogiques observées.

Association minéralogique	Paragenèse magmatique déduite
Pseudomorphose constituée de: $Ab+Mu+Cz$ nuageuse $\mp Ep+Ca+Qz$	Microphénocristaux de plagioclase
Agrégat microcristallin formant la matrice entre les cristaux: $Ab+Qz+Ch+Ep+Op+Lx+Ru+Ca+Mu-Cz$	Mésostase microgranulaire (et micro-litique)
Op (magnétite ou ilménite) entouré d'une couronne de Lx	Magnétite titanifère ou ilménite
Agrégat ovoïde de quartz en cristaux polygonaux	Vacuole remplie de quartz (89)
Agrégat cryptocristallin en flammes, de $Qz+Ab$ contenant éventuellement des microphénocristaux	Fragment hyaloporphorique (25)
Cristaux de quartz sub-sphériques	Quartz rhyolitique (59)

Fig.27 . : Paragenèse magmatique des andésites-dacites porphyriques massives déduite de l'association minéralogique observée.

7 - LES LAVES FELSIQUES

Dans ce faciès, on distingue des dacites et des rhyolites*. Les unes et les autres constituent des faciès très voisins, tant par leurs modes de gisement que par leur pétrographie. La différence réside principalement dans l'abondance des minéraux ferromagnésiens (essentiellement les chlorites). On traitera donc leur étude ensemble, en signalant localement des nuances.

7.1 - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Les laves felsiques (dacites et rhyolites) sont en général recouvertes par des unités de tufs felsiques à blocs dont elles constituent la grande majorité des fragments.**

Elles forment des coulées épaisses (10 à 30 m), très homogènes sur toute leur puissance, présentant (pour autant que les conditions d'affleurement permettent une telle observation) une faible continuité latérale. Ce trait caractéristique des coulées de laves felsiques a été relevé avec certitude dans la région de Rouyn-Noranda (Gélinas et al., 1982), ainsi que dans la plupart des complexes volcaniques centraux.

* Dacites: échantillons n°: 3, 32, 44, 48, 52, 53, 63, 79, 86, 735, 736, 753, 756.

Rhyolites: échantillons n°: 1, 6, 8, 31, 35, 45, 47, 62, 64, 65, 757.

** Les lapilli et les blocs des pyroclastites ont souvent la texture et la composition des dacites et rhyolites.

On n'a pas observé de coulées à coussins telles que celles connues dans la région de Chapais (PICARD, 1984) ou de Rouyn (VERPAELST, 1980) mais les brèches de coulée sont fréquentes. Elles sont constituées de fragments d'écorces de coussins souvent de grande taille, formant (en coupe) des "lanières" (2 à 5 cm x 50 à 120 cm) aphyriques, recourbées, orientées selon la direction d'écoulement et baignant dans la matrice porphyrique (fig.28).



Fig.28: Brèche de coulée dacitique. Les fragments d'écorces de coussins (lave figée au contact de l'eau) se détachent très bien, par leur patine et leur dureté, de la matrice de la coulée. La forme en lanières, parfois recourbées, de ces "éléments figurés" (soulignant la forme des anciens coussins), est typique d'une brèche de coulée, et ne permet pas d'envisager une autre origine pour un tel affleurement. (limite sud-ouest du terrain, dessin d'après photo, M.G.).

Ces différents faciès s'interdigitent pour former, au sud du terrain, une zone d'affleurements massifs proéminents, continue sur plusieurs kilomètres d'est en ouest.

En outre, dans cette région, on rencontre, sur au moins 700 à 800 mètres de longueur, un faciès où de grands "lambeaux" (20 à 150 cm x 100 à 500 cm) blanc-jaunâtres sont encaissés dans une matrice rhyodacitique plus sombre. L'étirement de ces lambeaux est probablement syngénétique et non d'origine tectonique, car on n'observe jamais, dans ces unités très compétentes, de traces de forte schistosité. Voici différentes interprétations possibles:

Une première hypothèse est que ces lambeaux constituent le coeur albitique de très grands coussins dont on ne verrait pas les contours comme cela arrive parfois dans les laves acides.

Si, au contraire, il s'agit d'éléments étrangers, leur forme actuelle implique une grande plasticité lors de la mise en place et, par suite, une haute température d'effusion. GELINAS et al. (1982) ont interprété, dans la région de Rouyn, des textures voisines de celles-ci comme des injections de magma dans une séquence de pyroclastites. Bien que la matrice soit ici lavique et non tuffacée, cette hypothèse pourrait être utilisée. Elle impliquerait, dans la période où se sont déposées ces coulées, la mise en fonctionnement d'un autre centre éruptif fournissant, en quantité minime, des laves plus felsiques que les premières.

Une hypothèse plus simple est proposée par SCHMINCKE & SWANSON (cités par VERPAELST, 1980); ils ont décrit des roches semblables aux Iles Canaries et suggèrent que les "lobes" sont des lambeaux de magma partiellement vacuolaire éjectés en même temps que les matériaux ponceux dans une coulée pyroclastique. Leur forme ondulante et leur bordure crénelée sont dues à l'état encore plastique de ces lambeaux". Ces caractères sont très voisins de ceux des lambeaux que nous avons observés qui sont parfois et localement très riches en vésicules.

Les laves sont blanches en surface, gris-clair en cassure, rarement et d'ailleurs faiblement porphyriques (microphénocristaux de plagioclase < 10 %).

Elles contiennent parfois de très nombreuses amygdales remplies de quartz (55) ou d'albite (45).

Au Nord de la mine Louvem, on a rencontré un faciès dacitique très chloriteux initialement cartographié (GIRAULT, 1985) comme "Leuco-basalte aphyrique".

Dans ce secteur, on observe, du nord au sud:

1/ Des brèches de coussins (Fig.29 et 30). La matrice chloriteuse représente 60 à 80% de la roche. Les coussins sont fragmentés ou entiers, polylobés, montrant de belles textures fluidales. Ces brèches présentent une très forte silicification qui se manifeste par l'abondance (5% de la roche) de cavités miarolitiques à quartz + carbonates, ellipsoïdales ($\phi=0,5$ à 15 cm) logées dans la matrice, et localement, de véritables rubannements siliceux.

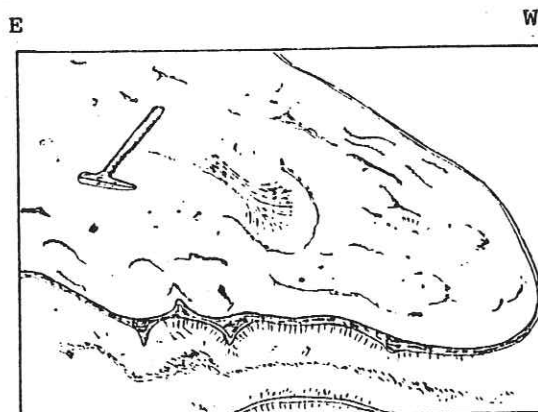


Fig.29: Brèche de coussins dacitique. Il s'agit d'un grand coussin remaniant des coussins formés précocement. Une polarité (indiquée par le fer du marteau), est suggérée par la présence de fentes de refroidissement sur une des faces du coussin. A l'intérieur, un "panache" de lave permet d'envisager une direction de propagation de la coulée d'E en W. (Affleurement de l'éch.n°52, dessin d'après photo, M.G.).

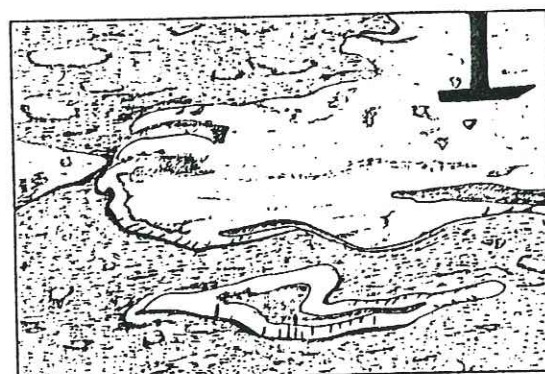


Fig.30: Brèche de coulée dacitique. Même affleurement que ci-dessus. Des coussins entiers étirés dans la schistosité, et des fragments d'écorce de coussins sont dispersés dans une matrice abondante.

(même référence que ci-dessus).

2/ un faciès gloméroporphyrique*. La lave (coussins et zones massives) contient 10 à 40% d'amas ovoïdes (1 à 3 cm) blancs, feldspathiques, qu'une pellicule de 1 à 2 mm de chlorite sépare de la mésostase.

*La caractérisation de ce faciès est certaine lorsque la surface d'affleurement est fraîche ou lorsqu'il y a des coussins. Dans le cas contraire, une dacite gloméroporphyrique massive ayant subi une forte altération météorique peut être confondue avec un tuf à lapilli, bien que ceux-ci aient une texture plus hétérogène.

La lave est de teinte gris-blanchâtre en surface, gris bleuté-sombre en cassure. Les gloméroporphyres (comme les fragments de bordures de coussins dans les brèches de coulée) sont gris blanc en surface, verdâtres en cassure.

7.2 - PÉTROGRAPHIE MICROSCOPIQUE

La texture magmatique relictuelle est aphyrique (53,55,62,63,86) ou microporphyrique (cristaux < 10%, à l'exception de quelques rares faciès: 8, 43, 45), parfois amygdalaire (53,735,736).

La mésostase contient des fantômes de microlites, ou présente simplement une recristallisation épimétamorphique grano-(lépido)-blastique fine (20 à 40 microns).

Les faciès aphyriques sont généralement microblastiques alors que les faciès très porphyriques sont microlitiques (8,43,45), mais, entre ces deux pôles, la répartition des textures de la mésostase est quelconque. Globalement, les faciès microlitiques représentent environ 30% des échantillons.

Le métamorphisme produit parfois une recristallisation polygonale de la mésostase, qui oblitère totalement les textures originelles (46,62).

Nous donnons ci-dessous les associations minéralogiques des dacites et des rhyolites, très semblables, sauf pour l'abondance de chlorite. Il n'y a pas de cristaux de quartz bipyramidé dans les dacites. (R: rhyolites; D: dacites; Qz bi: quartz bipyramidé).

Reliques texturales et minérales

Ab por	Qz bi	Ap	Zr	Ab+Qz més	Ep-Cz	Ch	Ca
1-10-(25)%	R	±	-	50-80%	(0)-2(10)%	R<1%; D:8 - (25)%	0-10%

Mu	Lx+Ru	Op	Bi, To	Ac
0-2%; 30% par zones	2-(7)%	0-3%	±	-

Les reliques texturales et minérales.

Les fantômes de microphénocristaux de plagioclase. Ils sont exclusivement albitiques (An 0,5-2%)* Leur longueur varie de 0,2 à 2mm (rapport L/l = l à 2 sauf, exceptionnellement, 4 à 5: éch.N°9 et 52) et sont, dans cette fourchette, rarement bien triés (44,79). Les cristaux sont automorphes, mais moins parfaitement que dans les laves mafiques, parfois usés (1,43,45...), rarement associés en des syneusis, d'ailleurs simples, pouvant être pénétrés de golfes de quartz finement recristallisé.

Le quartz. Les cristaux de "quartz rhyolitique" sont peu fréquents (1,17,45,62), grossièrement sphériques ou rectangulaires, présentant des "golfes de corrosion", qui seraient en fait des gouttes de liquide ou des particules solides incluses au cours de la croissance du cristal (SOLER, 1980). Dans la matrice, le quartz est abondant, mais son importance est difficile à évaluer.

L'apatite forme, dans certains faciès, des prismes de quelques dizaines de microns, peu abondants. Le Zircon est signalé (un grain! dans l'échantillon N°1).

* Par détermination optique (voir annexe n°5)

Epidotes. Il s'agit essentiellement d'épidote s.s. à peu près incolore (peu ferrifère). Elle est absente des faciès ayant subi un lessivage hydrothermal (62,65,86,735,736,757), ainsi que des altérations tardives superficielles.

Elle se développe:

- en petits grains (10 à 50 microns) dispersés uniformément dans la mésostase, mais absents des microphénocristaux de plagioclase;
- avec du quartz, dans des microveinules recoupantes;
- en pseudomorphose partielle ou totale d'anciens microphénocristaux de plagioclase (1,43,44).*

Les plagioclases non pseudomorphosés par de l'épidote sont exclusivement albitiques. Lorsque l'épidotisation est poussée, on observe également, dans la mésostase, des masses d'épidote (0,1 à 1 mm) à cristallisation quelconque ou radiaire. De telles plages (44) bourrées d'inclusions de grains de quartz remplacent l'ancienne mésostase.

Chlorites. Ce sont de fines paillettes micrométriques, disséminées de façon homogène dans toute la roche entre les grains de feldspath. et quartz de la mésostase, ainsi que, parfois, dans les fantômes de plagioclases. Sauf exception (31,55), elles sont présentes (0,1 à 25%) dans tous les faciès, même les plus felsiques. Elle sont synfoliales et se concentrent, avec le quartz, dans les ombres de pression des cristaux.

Dans les dacites, où elles sont plus abondantes, elles peuvent participer au "fond" de la mésostase (52,53,756), constituer des amas cryptocristallins orientés (44...), ou former des veinules dans la schistosité. Le n°63 montre des "taches" circulaires de 1 à 3 mm de diamètre, qui se surimposent à la mésostase quartzofeldspathique et chloriteuse micro-granulaire (grain:50 microns): elles sont constituées d'une forte concentration de paillettes micrométriques de chlorite.

Micas blancs. Ils forment de très fines paillettes nettement moins ubiquistes que la chlorite. Certaines roches felsiques en sont totalement dépourvues (47,48,55); dans d'autres (43,46) ils n'apparaissent qu'en altération des microphénocristaux de plagioclase.

Lorsqu'ils apparaissent uniformément dans le fond de la matrice, ce sont de très fines paillettes micrométriques plus ou moins orientées, mais ils peuvent également constituer des veinules ou réseaux de veinules anastomosées, orientées suivant la (ou les) schistosité(s), très inégalement réparties dans la roche à l'échelle d'une lame mince. On les trouve également dans les ombres de pression, associés au quartz et à la chlorite.

Quand micas blancs et chlorite sont présents dans la schistosité, ils sont toujours intimement associés, formant des veinules, entourant les grains, etc., mais dans les zones très phylliteuses, le mica blanc domine largement sur la chlorite et peut pseudomorphoser totalement des microphénocristaux de plagioclase (756...).

Dans l'échantillon n°32, on a observé la pseudomorphose presque totale de cristaux d'andalousite par des paillettes de mica blanc. Les cristaux d'andalousite ont été tournés dans la schistosité.

* Dans ce cas, elle ne forme pas une fine granulation, mais de grands cristaux limpides.

Calcite. La calcite n'est pas présente dans tous les échantillons, ni également répartie dans ceux où elle se trouve. Il est donc possible, sur une lame mince, de la "manquer", alors qu'elle est présente à l'affleurement. Elle constitue des flaques xénomorphes de quelques microns à quelques millimètres: les petites (79), disséminées dans la matrice sont toujours synfoliales; les grandes (43,44,45) montrent des traces de tectonisation (recristallisation orientée, macles tectoniques courbes, etc.).

On la trouve aussi en veinules avec du quartz (31,32,35) et en grandes flaques formées aux dépens de la matrice, dont elles conservent, en inclusion, les grains de quartz, rappelant partiellement la texture granoblastique.

On a observé (35, 44):

- une baguette de calcite très fortement ponctuée de microvésicules (vides ou gazeuses), située au coeur d'un amas d'épidote s.s. radiaire nuageuse;
- de grandes plages de calcite "tectonisée" (voir ci-dessus), recoupant les zones à épidote s.s.

A proximité du batholite de Bourlamaque notamment, on constate que la présence de carbonates favorise l'acquisition, dans la matrice, d'une texture polygonale.

Biotite. Elle est exceptionnelle, dispersée dans la schistosité, brune (3, 6,43,44) et de pléochroïsme X subincolore, Y brun clair à brun foncé, ou verte (35), de pléochroïsme X vert jaunâtre clair, Y vert-olive très sombre, quasi opaque. Dans les n° 35 et 43, on la trouve essentiellement dans les amygdales et les vides de la schistosité, les ombres de pression, etc., avec quartz, albite, calcite, épidote. Elle apparaît également en altération à la périphérie des amas de chlorite* (35, matrice du tuf).

Leucoxène. Il forme en général des grains de 10 à 40 microns disséminés partout dans la mésostase de la roche. Il est synfolial, généralement plus abondant dans les filets séricito-chloriteux synschisteux (44...). On le trouve également en couronne d'altération autour des minéraux opaques (ilménite, magnétite titanifère).

Minéraux opaques. Ils sont absents (1,3,32,45,46,55) ou finement disséminés (10-30 microns) dans la schistosité (9,31,52,735,757), éventuellement en inclusions dans les fantômes de plagioclases (9,43) ou en gros grains (50-500 microns) plus ou moins abondants, parfois automorphes (48) de répartition quelconque, partiellement ou totalement altérés en leucoxène (35,43,48,52...: ancienne ilménite ou magnétite titanifère).

Amygdales. Les amygdales sont assez fréquentes, mais rarement très abondantes. Ce sont:

- de petits (100 microns) yeux de quartz (52,8), éventuellement avec biotite (35), peu différenciés de la mésostase de la roche;
- de véritables amygdales, parfois de grande taille (0,1 à 10 mm), elliptiques, étirées selon la schistosité, aux contours très nets, remplies de cristaux de quartz souvent polygonaux, pouvant, exceptionnellement et très localement, représenter de 20 à 50% de la roche (55, 735, 736); dans l'échantillon N°55, la surface intérieure des amygdales est "enduite" d'albite.

* Cette biotite a vraisemblablement cristallisé au cours du métamorphisme régional. Son association à la chlorite de l'échantillon N°35 indiquerait que le métamorphisme régional aurait atteint la zone à biotite du faciès des schistes-verts.

- rarement (757), le quartz forme une couronne autour d'amas cryptocristallins de chlorite + muscovite*;
- le remplissage peut également être assuré par de la calcédoine constituant des empilements à texture flabelliforme.

7.3 - INTERPRÉTATIONS

- La présence de brèches de coussins et l'existence de vésicules indiquent une mise en place en milieu subaquatique peu profond.

- La texture peu porphyrique et peu microlitique est normale dans des laves felsiques rapidement éjectées hors du conduit magmatique.

- Les petites flaques de calcite synfoliales ont cristallisé au cours de la phase tectonique principale. Cependant, on constate qu'il existe des amas et des veines de calcite manifestement antéectoniques. Par ailleurs, la recristallisation liée au métamorphisme de contact du batholite tardivolcanique de Bourlamaque s'exprime mieux dans les zones riches en carbonates. On suggère donc que la carbonatation soit antérieure ou synchrone de l'intrusion: simplement, le stock calcitique aura été fortement mobilisé et dispersé au cours de la phase tectonique principale. En outre, il existe vraisemblablement une génération de carbonates très précoce (antérieure à l'épidotisation), correspondant à la calcite riche en punctuations.

- Comme on l'a déjà vu, le leucoxène (formé à partir de sphène ou ilménite) est nettement lié à des systèmes d'altération potassique (association avec la muscovite).

- La présence d'épidote n'est pas nécessairement subordonnée à la nature de la roche. L'épidote qui pseudomorphose certains feldspaths des rhyolites est liée à des circulations secondaires non ubiquistes, dont on voit la trace sur le terrain (veines recoupantes, etc.).

- VERPAELST (1980) a signalé, sans plus d'informations, des taches chloriteuses recoupant la stratification de volcanites dans la région de Rouyn Noranda. Il suggère qu'elles sont "reliées à un processus d'altération ayant suivi des canaux de porosité plus grande". Cette hypothèse peut être vraisemblable pour les taches de chlorite de l'échantillon n°63, mais la texture du fond quartzo-feldspathique de la roche, identique dans les taches et dans la mésostase, serait alors étonnante.

BORRADAILE et al. (1982, p.9), envisagent également, d'un point de vue purement géométrique, que le métamorphisme produise de telles concentrations locales de micropaillettes.

*Au microscope, une telle association peut être confondue avec un mica noir peu ferrique.

- L'andalousite de (32) tournée dans la schistosité et pseudomorphosée par la muscovite est probablement antérieure au dernier métamorphisme, subcontemporain de la phase tectonique kénoréenne. Elle doit appartenir à l'auréole de contact d'un épais filon-couche mafique situé à environ 200m au sud du terrain (voir carte de IMREH, 1984).

- La présence de géodes* de quartz + carbonates dans les brèches de coussins décrites plus haut indique la circulation de fluides riches en SiO₂ + CO₂. La datation de ces fluides est délicate:

La position structurale de ces laves, dans le soubassement des amas minéralisés de Louvem, pourrait suggérer que ces circulations sont liées aux altérations hydrothermales du voisinage des minéralisations (silicification: 735,736). Cependant, la silicification observée dans les échantillons 735 et 736 est très "pénétrative": elle affecte intimement la matrice et les cristaux (voir "Hydrothermalismes siliceux et potassique", p. 113.). Ce n'est absolument pas le cas pour la brèche de coussins N°52 où le quartz secondaire est essentiellement localisé dans les géodes.

D'autre part, les dacites glomérophyriques qui recouvrent les brèches de coussins ne montrent pas de géodes. On suggère donc que cette silicification peu "pénétrative" est liée au fonctionnement local et peu étendu dans le temps de sources chaudes** peu actives. Il n'est cependant pas exclu que leur présence annonce les périodes d'intense activité hydrothermale au cours desquelles se formeront les minéralisations.

On indique, fig.31, les paragenèses magmatiques reconstituées à partir des associations minéralogiques observées.

Association minéralogique		Paragenèse magmatique
Rhyolites	Dacités	Microphénocristaux de plagioclase sodique
pseudomorphoses	formées de: _____	
Ab ou Ab + Mu ± Qz	Ab + Ep/Cz ± Mu	
agrégat microcristallin		
Ab+Qz±(Mu,Lx,Ch,CaBi)	Ab+Qz+Ch _____	Mésostase
	±(Ep/Cz,Mu,Lx,Ca,Bi)	
Bâtonnets de Ab _____		Microlites de plagioclase
Petits amas diffus, de Qz+Bi _____		Amygdales? ou l'effet d'une silicification peu intense? (8,52)
Amas elliptiques à contours francs de _____		Amygdales (35)
Qz à joints polygonaux.		
Il + couronne de Lx _____		Ilménite
Cristaux de Ap _____		Apatite
Cristaux de quartz bipyramidés _____		Cristaux de quartz bipyramidés

Fig.31: paragenèse magmatique des dacites et rhyolites déduite de l'association minéralogique observée

L'absence général'e de zircon mérite d'être signalée car elle présente un intérêt en géochimie: elle indique en effet que les liquides magmatiques n'ont pas atteint un degré d'évolution permettant la précipitation du zirconium.

** vraisemblablement subcontemporaines du dépôt des laves qu'elles ont affectées.
* Les cavités sont en fait des sections de cheminées d'altération, semblables à celles décrites par GELINAS (1980) dans le complexe rhyolitique de Don (Noranda).

8 - LES FILON-COUCHEs DE MICRODIORITES QUARTZIQUES ET DE MICROGRANITES ALBITIQUES*

8.1 - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Du point de vue de la lithostratigraphie régionale, l'identification de telles roches constitue une découverte intéressante, les précédentes cartographies locales (SHARP, 1968; IMREH, 1979 (b); BOILY 1981, etc.) ayant simplement signalé l'existence de "filons" sans autres commentaires.

Ces roches hypabyssales forment des affleurements massifs, peu affectés par la schistosité régionale, mais souvent bien diaclasés. Elles constituent en général des filon-couches dont la conformité à la stratification régionale a été déduite plus qu'observée. Ils sont interstratifiés dans les pyroclastites et les laves. Il existe également, à l'ouest de la mine Louvem, un petit pluton allongé de microdiorite quartzique qui les recoupe au moins partiellement; la cartographie peut suggérer qu'il passe latéralement à un filon-couche.

Les microgranites albitiques

Ils sont représentés par trois groupes d'affleurements situés à proximité des mines Louvem et Dunraine, stratigraphiquement sous les strates contenant les amas minéralisés. La roche est blanche en surface, blanc-rosé (oxydes de fer) ou gris-vert-clair (chlorites) en cassure, aphyrique. Elle est parfois parcourue par un réseau de "microveinules" anastomosées, blanches, quartzo-albitiques, ayant un contact très diffus avec leur matrice. Cette texture évoque celle de brèches magmatiques. Un affleurement (échantillon 54) montre une roche assez chloriteuse contenant d'anciens minéraux ferromagnésiens automorphes trapus (lmm), (fig.32).

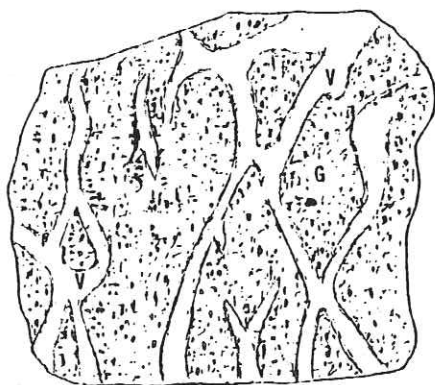


Fig32. Microgranite albitique (surface sciée). La texture évoque une certaine bréchification magmatique, avec des veinules quartzo-feldspathiques (liquides "tardifs") V, séparant des "fragments" du microgranite contenant d'anciennes amphiboles chloritisées : G.)

(Ech.n°54, grandeur nature).

* Dans le texte, on utilisera généralement le terme interprétatif de roche hypabyssale.

Les microdiorites quartziques

Elles sont nettement plus abondantes que les microgranites albitiques. Elles sont représentées par une suite de faciès, variables par la fréquence du quartz et l'abondance des phénocristaux de plagioclase. Des textures fluidales peuvent être visibles à l'affleurement. La roche est gris-verdâtre en surface, vert moyen en cassure, toujours porphyrique. Les phénocristaux de plagioclase (taille < 3mm) représentent 10 à 60% de la roche, le plus souvent 40%.

Les fantômes de minéraux ferromagnésiens automorphes sont fréquents, trapus (0,5 à 3mm), actuellement constitués de chlorite.

Au coeur du petit pluton* on observe un faciès relativement grossier où le quartz est très net, xénomorphe et interstitiel. Sans examen microscopique, ce faciès peut être confondu avec une diorite quartzique grenue. Vers l'extérieur de ce massif, le grain diminue progressivement et la roche prend l'aspect porphyrique des simples filon-couches.

Les microdiorites quartziques diffèrent des laves de même composition par l'abondance des phénocristaux de plagioclase, d'ailleurs bien classés (taille moyenne 2 mm) et la position du quartz. Ces caractères, particulièrement manifestes sur surface sciée, facilitent leur identification, souvent délicate.

8.2 - PÉTROGRAPHIE MICROSCOPIQUE

Du point de vue micrographique, on reconnaît:

1/ Les microgranites albitiques, quasi-aphyriques, pouvant posséder des micropegmatites.

2/ Les microdiorites quartziques, microgrenues fortement microporphyriques, à quartz interstitiel, avec d'éventuelles micropegmatites.

Les textures granophyriques et micropegmatitiques correspondent à des intercroissances microscopiques de quartz et de feldspath produites par des cristallisations eutectoïdes. Une description de toutes les formes qu'elles peuvent revêtir est donnée par DRESCHER-KADEN (1948). SMITH (1974) et PHILLIPS (1974) font une bonne revue bibliographique des nombreuses observations et des interprétations proposées depuis la fin du 19ème siècle.

Dans les pages qui suivent, nous utiliserons le terme de micropegmatite pour désigner des intercroissances quartz-feldspath. Ici, le feldspath est maintenant albitique, mais l'existence d'une phase potassique primaire est possible.

La microtexture de la matrice des filon-couches a souvent une apparence "enchevêtrée" et "broyée", que les roches aient ou n'aient pas subi les effets de la tectonique. Les microlites ou les grains de plagioclase ne sont jamais très automorphes. Si on la compare aux textures métamorphiques et tectoniques décrites au chapitre III, cette texture n'est manifestement pas secondaire, mais bien magmatique.

*Le culot de Connel.

8.2.1 - Les microgranites albitiques

La texture magmatique relictuelle est microgrenue ou microlitique subaphyrique (microphénocristaux < 2%), d'aspect très enchevêtré, évoquant une roche microgrenue plutôt qu'une lave. Cette hypothèse est confirmée par la présence de micropegmatites (fig. 37) plus ou moins nettes, à la bordure des microphénocristaux.

La matrice a généralement subi une retexturation grano-lépidoblastique particulièrement nette dans les zones où la schistosité est développée.

L'association minérale est simple:

Reliques texturales et minérales								
Ab por. < 0,5(2)%	Qz rhy. ?	Fe-Mg -	Qz+Ab més. 85 - 95%	Mu 1-7%	Ch < 1-7%	Op 0-2%	Ca ±	Bi, Lx, Ep, To -

Reliques texturales et minérales

Les microphénocristaux de plagioclase, subautomorphes, sont albitisés (An 0-3%). Ces cristaux sont de petite taille (0,1 à 0,5mm), éventuellement entourés de plages de micropegmatites.

Dans (54), on a observé des albites en échiquier (fig.33), et des sections de feldspath non maculé, moirées, ayant l'aspect de l'adulaire.



Fig.33: Albite en échiquier: SOLER (1980p152) signale que les quartz-kératophyres sodi-potassiques de la province de Huelva (Espagne), sont notamment caractérisés par la présence d'albite à macles en échiquier, qui coexistent avec les albites (macles communes de l'albite) des quartz-kératophyres sodiques, dont certaines de nos roches felsiques hypopotassiques sont très proches.

(éch.n°54, x120, nicols croisés, photo M.G.).

On a probablement le signe d'une ancienne phase potassique, mais des essais systématiques à la microsonde (dispositif Link, voir annexe 6), n'ont pas révélé la présence de potassium, ni dans la matrice, ni dans les plages micropegmatitiques, ni dans les fantômes albitiques de microphénocristaux de plagioclase.

Les plages de micropegmatites sont décrites à la fin de ce paragraphe, avec celles des microdiorites quartziques.

Dans (54), des amas de chlorite (teintes anormales violettes entre nicols croisés), calcite, leucoxène, et grains de quartz ont une forme rectangulaire trapue. On les interprète comme l'épigénie d'anciens minéraux ferro-magnésiens, mais aucune observation ne permet de préciser de quelle espèce il peut s'agir (pyroxènes titanifères?).

Le quartz rhyolitique: dans (78) certaines plages ovoïdes de quartz ayant subi une forte retexturation sont interprétées comme telles (fig.34). Cependant, ce faciès présente une forte silicification probablement tardive magmatique, manifestée par des veinules qui se fondent dans la matrice: de telles veines, boudinées, peuvent aussi mimer des plages de quartz rhyolitique recristallisé.



Fig.34: Hypothétique quartz rhyolitique recristallisé. (éch.n°78, x60, nicols croisés, photo M.G.).

Carbonates. Les carbonates disséminés sont peu fréquents. On observe (78) des veinules plissées à cristaux de quartz polygonaux, recoupées par des veinules à cristaux de calcite (cœur) et cristaux automorphes de quartz à extinction roulante (périphérie).

La chlorite forme, comme dans les laves felsiques, de fines lamelles synfoliales uniformément disséminées, peu abondantes.

Le mica blanc ne se développe pas à partir de la matrice mais forme, par zones, des microveinules conformes à la schistosité. A ces zones, est associée une granulation de minéraux opaques (90: pyrite; 740) ou de carbonates (741).

Amygdales (secondaires): On observe (54,741) de petits amas de cristaux de quartz, dont le contact avec la matrice est généralement diffus (taille: 0,1 à 0,2 mm). En raison de ce caractère, ils pourraient avoir été formés au cours d'une silicification secondaire de la roche.

On donne, figure 35, la paragenèse magmatique déduite à partir de l'association minéralogique observée:

Association minéralogique	Paragenèse magmatique déduite
Agrégat microgranoblastique de Qz + Ab ± Ch ± Mu	Matrice microgrenue
Zones vermiculaires ou microlobées à la périphérie des fantômes albitiques Ab+Qz	Micropegmatites peu "évoluées" et fortement restructurées par les métamorphismes.
Pseudomorphose formée de Ab + Mu ± Qz - Ch	Microphénocristaux de plagioclase acide. Les feldspaths potassiques sont hypothétiques
Amas rectangulaires Ch+Ca+Lx+Qz	Pyroxènes titanifères (?) (54)
Agrégat ovoïde de quartz microblastique	Quartz rhyolitique?

Fig. 35 : Paragenèse magmatique des microgranites albitiques, déduite de l'association minéralogique observée.

8.2.2 - Les microdiorites quartziques

La texture magmatique relictuelle est microporphyrrique.

La microtexture relictuelle de la matrice, sa richesse en quartz et le "grain" de celui-ci permettent de distinguer:

- un faciès microgrenu fin (68: Ø 60-100 microns) ou grossier (Ø 0,1 - 0,2 mm) (2,11,14,19,20,37, 88). Dans ce dernier, le quartz interstitiel représente 10 à 30% de la roche; par analogie, on lui rattache les différents faciès grenus (742,743,746) et microgrenus (744) du culot de Connell.
- un faciès microlitique (87: Ø 20 x 200 microns), ou micro-doléritique (75,77; Ø 150 x 300 microns), parfois orienté (85). Ici, le quartz interstitiel est très fin (Ø < 20 microns), et son importance difficile à évaluer.

L'un et l'autre peuvent présenter des plages de micropegmatites mais en raison de recrystallisations métamorphiques produisant, dans la matrice, la formation de textures microlobées, l'identification de telles plages est parfois incertaine.

Les traits minéralogiques et texturaux qui caractérisent les microdiorites quartziques, notamment par opposition à des laves de même composition avec lesquelles on les confond parfois sont:

- la grande abondance des fantômes de microphénocristaux de plagioclase (sauf pour 75 et 77 où ils représentent moins de 10% de la roche);
- la présence fréquente de fantômes de minéraux ferromagnésiens, automorphes, magmatiques (amphiboles, pyroxènes altérés?);
- l'abondance du quartz interstitiel grossier dans la matrice des faciès microgrenus, et la présence fréquente d'amas (pseudomorphoses ?) de quartz "fibreuse" (11,14,20,37,744,745).

L'association minérale est la suivante

Reliques minérales
et texturales

	Ab por.	Am	Px	Ap	Ab+Qz més.	Qz fibreuse	Ch	Ac	Ep-Cz	Lx	Ca	Mu,Bi,Op,To
Faciès microgrenu (740)	30-50% 70%				25-45%	absent						
Faciès micro- doléritique (87)	1-10% 50%				30-60%	2%	8à20%	0à5%	0à5%	2à6%	var.	±

Reliques texturales et minérales

Les Fantômes de microphénocristaux de plagioclase: Lorsque les cristaux primaires ne sont pas totalement altérés en Cz nuageuse+Chimicas (745,11,19,20,85), ils sont remplacés par l'association Ab pure+Mut+Ep+Cz ±Ch. Dans (75), la répartition en couronnes de l'épidote s.l. d'altération pourrait indiquer une zonation du plagioclase originel. Les fantômes de cristaux sont hétérogranulaires (Ø=0,2 à 1,5mm; Ø le plus courant=0,2 à 0,5mm) généralement allongés (rapport longueur/largeur=1,5 à 2), automorphes, mais ils sont fréquemment émoussés. Ils peuvent avoir, à leurs extrémités, des intercroissances micropegmatitiques avec le quartz de la matrice (Fig.37).

Les Fantômes de minéraux ferromagnésiens: Des cristaux d'actinote (plus ou moins chloritisée), automorphes, trapus (Ø=0,1 à 1mm), maclés sont fréquents dans la plupart des faciès (11, 14,37...). Par leur forme, ils constituent la pseudomorphose d'anciens cristaux de minéraux ferromagnésiens magmatiques. Il doit s'agir d'amphiboles car on n'observe pas de microtextures indiquant le remplacement d'un pyroxène (voir, pour plus de précisions, la description des basaltes à Am-Ep). Cependant, par la forme de certains amas, l'existence d'une paragenèse magmatique à pyroxène peut être supposée.

Quartz. Dans le faciès microgrenu, il est xénomorphe, interstitiel en grains relativement équants, suffisamment grossier (0,3 mm au maximum) pour être vu à la loupe sur les échantillons. Il appartient à la matrice de la roche et diffère nettement, par son habitus, du quartz rhyolitique subautomorphe des laves felsiques et du quartz cryptocristallin granoblastique des laves (mafiques ou felsiques) recrystallisées. Dans (744), qui semble être un faciès de bordure du culot de Connell, les grains de quartz sont équants, (Ø = 0,2 à 0,4 mm) et représentent environ 30-40% de la roche; les espaces intergranulaires sont occupés par des grains de plagioclase xénomorphes séricitisés.

On observe des amas subgéométriques de grains (0,05 à 0,1 mm) de quartz d'orientations différentes, aux joints grossièrement suturés. Ce quartz a une "allure" fibreuse (allongement positif) qui est donnée par l'inclusion de micro paillettes de chlorite toutes parallèles entre elles.

Epidote s.l. La clinozoïsite et accessoirement l'épidote s.s. apparaissent, comme dans les roches mafiques et intermédiaires, en altération de feldspaths et/ou de la matrice. Dans (14) et (19), une épidote s.l. très nuageuse est localement recrystallisée (ou pseudomorphosée?) en de gros cristaux d'épidote s.s. limpide. C'est l'indice d'une phase métamorphique au cours de laquelle une épidote s.l. précoce a été restaurée en une épidote s.s. Cette dernière, limpide, est de seconde génération par rapport à l'épidote s.l. nuageuse.

Chlorite. Interstitielle, elle contient localement des amas de rutile suggérant un ancien minéral ferromagnésien (Biotite primaire?).

Le leucoxène. est en grains de 30-50microns disséminés dans la matrice, synfolial, ou en grains de 0,2-0,4mm, subautomorphes (anciennes ilménites? 20). Les minéraux opaques, disséminés, sont exceptionnels (11).

La calcite est xénomorphe, synfoliale, par zones, rarement automorphe, limonitique (77), parfois préférentiellement associée à l'actinote (2,85).

La biotite a un pléochroïsme X vert pâle Y jaunâtre sub-incolore (11,37,88). Elle forme des amas de paillettes (Ø = X x 100 microns) (88), ou de petites lamelles synfoliales, en voie de chloritisation, associées à l'actinote (11,37).

L'actinote synfoliale, peu ferrifère, en aiguilles (20 x 200 microns) est rare (2,37). Elle est partiellement chloritisée.

Dans la figure 36, la paragenèse magmatique a été déduite de l'association minéralogique observée.

Association minéralogique	Paragenèse magmatique déduite
Agrégat microcristallin de Qz + Ch + Ab + Ep/Cz + Lx ± Ac ± Bi ± Ca	Matrice microgranulaire
Bâtonnets de Ab ± Ep s.l.	Microlites de plagioclase
Pseudomorphoses formées de: Cz ± Ep + Ch ± Mu ou dans d'autres faciès: Ab + Mu ± Ep ± Ch	Microphénocristaux de plagioclase*
Pseudomorphoses formées de: Ch + Ac ± Bi ± Lx ± Ca Ch + Ac avec couronne fine d'oxydes de fer	Phénocristaux d'amphibole Phénocristaux de pyroxène (85)
Amas ovoïdes de cristaux xénomorphes de quartz "fibreuse": pseudomorphoses ou remplissage hydrothermal de basse température ?	(Amygdales ?)

Fig. 36 : Paragenèse magmatique des microdiorites quartziques, déduite de l'association minéralogique observée.

On remarquera notamment que, suivant les faciès, deux associations différentes peuvent apparaître en pseudomorphose des microphénocristaux de plagioclase: elles reflètent des altérations de nature et d'intensité différentes (voir le chapitre III).

8.2.3- Micropegmatites des roches hypabyssales (Fig. 37)

Dans les microgranites albitiques et les microdiorites quartziques, lorsqu'on observe, dans la matrice et à la bordure des phénocristaux, des joints microindentés, microvermiculaires et vermiculaires, il est parfois difficile de faire la part de micropegmatites et d'une recristallisation d'origine tectonique ou métamorphique.

L'"amorce" de micropegmatites est constituée par des "gouttelettes" de quartz incluses à la périphérie des plagioclases (albite), coalescentes entre elles ou avec la matrice siliceuse (746) ou par des textures microlobées entre feldspath et quartz (78,90) (Fig.37.a).

Des micropegmatites plus "achevées" sont vermiculaires, rayonnantes ou enchevêtrées pouvant occuper un volume très important dans la matrice (11,14,54,740) (Fig.37 b). Dans (740) les micropegmatites rayonnantes entourent, par de grandes plages xénomorphes, les petites lattes automorphes d'albite de la matrice; la zone micropegmatitique montre une très fine ponctuation opaque, contrairement au cristal d'albite qui est limpide.

8.2.4 - INTERPRÉTATIONS

En ce qui concerne la microtexture de la matrice de certains filon-couches felsiques, on a constaté l'existence d'une microbréchification (fig 32). On suggère qu'elle a été produite lors du "forçage" d'un magma en voie de consolidation entre deux unités en place.

*La diorite quartzique de Bourlamaque, pétrographiquement et géochimiquement voisine des microdiorites quartziques que nous étudions, a, au cœur du batholite, un plagioclase de composition An 50-52. (CAMPIGLIO, 1977).

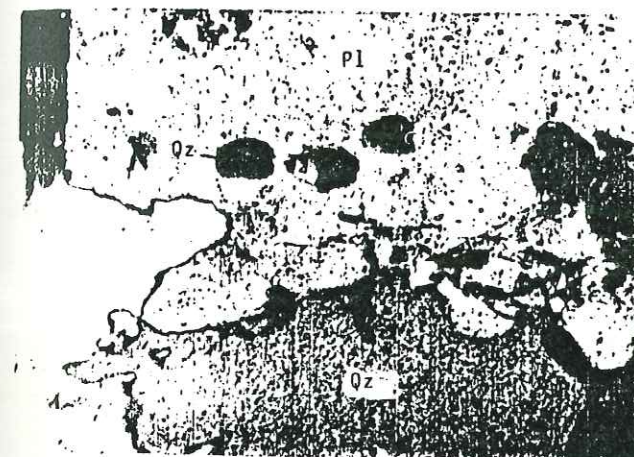


Fig.37a : Amorce de micropegmatites
On observe des "gouttelettes" de quartz en inclusion à la périphérie des cristaux de plagioclase indiquant un début de cristallisation eutectique entre ces deux phases, dans la partie profonde des filon-couches.
Qz: Quartz
Pl: Plagioclase

(éch. n°746; cœur du culot de Connell; x600; nicols croisés; photo M.G.).



Fig.37b : Micropegmatites arborescentes typiques, bien développées, et relativement bien conservées. Les micropegmatites à quartz-feldspath forment ici des plages très étendues dans la matrice et les cristaux.

(éch. n°11; x200; nicols croisés; photo M.G.)



Fig.37b.suite: les plages de micropegmatites envahissent la matrice où baignent les lattes de plagioclase sur lesquelles elles s'amorcent.

(éch. n°740; x200; nicols croisés; photo M.G.).



Fig.37b.suite: les plages de micropegmatites se développent à l'extrémité de lattes de plagioclase; on suggère que, au stade final du refroidissement, le quartz, qui constitue la dernière phase à cristalliser, remplit les interstices restants.
Mp: Micropegmatites
Qz: Quartz (fin de cristallisation)
Pl: Plagioclase

(éch. n°740; x200; nicols croisés; photo M.G.).

Les reliques texturales de pyroxène sont hypothétiques et exceptionnelles; par contre, celles d'amphiboles sont fréquentes. A l'exception des basaltes à Am-Ep, les microdiorites quartziques constituent le seul faciès à contenir des fantômes de cristaux automorphes primaires d'amphiboles.

La présence de micropegmatites, produites par la cristallisation eutectique du liquide résiduel en fin de cristallisation, indique un refroidissement relativement rapide du magma. On considère généralement qu'elles sont typiques d'un plutonisme hypovolcanique de faible profondeur. Le terme de roches hypabyssales est ainsi justifié. Il n'est cependant pas exclu que de telles textures puissent apparaître au centre de coulées de laves felsiques de grande puissance.

L'aspect des micropegmatites permet de définir une zonation en profondeur des manifestations hypovolcaniques.

- à faible profondeur, les micropegmatites sont très fines et peu répandues. La matrice de la roche est finement microgrenue ou microdoléritique (78); c'est la conséquence d'un refroidissement rapide;
- à profondeur moyenne, les micropegmatites ont leur plus grand développement. Elles englobent la mésostase et entourent les microphénocristaux de plagioclases de vermicules rayonnants ou enchevêtrés (740...) (Fig 37b);
- à "grande" profondeur, ou au coeur des petits plutons hypovolcaniques (culot de Connell), où les conditions thermodynamiques limites sont atteintes pour la formation des micropegmatites, elles se manifestent par des intercrystallisations très localisées de quartz et de feldspath à la périphérie des phénocristaux. La matrice est sub-grenue (746: fig 37a').

On note que, sur les échantillons présentant des micropegmatites nettes et certaines (54, 90, 740, 11, 14, 746):

- 54 est au contact inférieur des amas minéralisés volcanogènes de Louvem;
- 90 est au contact inférieur des amas minéralisés volcanogènes de Dunraine;
- 14 est intimement associé à une zone de lave minéralisée (pyrite, chalcoppyrite), sans intérêt économique.

La présence d'un magmatisme hypovolcanique est logique dans les régions où l'on observe un grand développement du volcanisme rhyolitique. L'association classique rhyolite-quartz kératophyre-amas sulfurés remarquée par les géologues les incite à considérer ces laves acides comme de bons critères de prospection. L'existence de termes microgrenus comagmatiques complète un tel critère.

Le culot de Connell est généralement considéré comme une émanation du batholite de Bourlamaque (SHARPE, 1968; GIRAULT, 1985). Les compositions chimique et minéralogique générales sont effectivement voisines, bien que le culot soit plus riche en minéraux ferromagnésiens (CAMPAGLIO, 1977, pour le batholite; ce travail pour le culot). Le culot de Connell a une texture à plagioclases sub-automorphes comme certains faciès de bordure du batholite, le reste du batholite étant typiquement grenu. De plus, on rencontre, dans la partie centrale plutôt grenue du premier, des micropegmatites franches qui ne semblent pas avoir été signalées dans le batholite (CAMPAGLIO, 1977) en dépit d'une observation de SHARPE (1968). Comme les autres filon-couches déjà décrits, le culot de Connell donne la preuve d'un magmatisme superficiel hypovolcanique dont la relation avec un magmatisme plus profond (batholite de Bourlamaque) est très probable.

Comme pour les rhyolites, l'absence de zircon dans les faciès intrusifs felsiques indique que les magmas n'ont pas atteint un stade du fractionnement permettant la précipitation du zirconium.

9 - EXHALITES

On rencontre, intercalées dans des tufs à cristaux, à lapilli ou à blocs, des couches mises en relief par l'érosion, très riches en pyrite (aspect rouillé en altération), et plus accessoirement en mica blanc, chlorite et chalcoppyrite. Ces couches, de 2 à 15 cm d'épaisseur, ont une faible continuité latérale (quelques mètres à quelques décimètres). Leur contact avec les pyroclastites encaissantes est franc. Celles-ci ne montrent pas, à leur proximité, d'altération particulière*. Toutefois, les affleurements contenant ces couches pyriteuses sont systématiquement très riches en mica blanc et en minéraux opaques associés.

L'hypothèse exhalative, suggérée par BOILY (1981) pour l'origine des matériaux de quelques affleurements de la concession Dunraine (Sud du terrain, aux abords de la route de Colombières) semble plausible.

Ces observations sommaires concordent avec la description d'exhalites tuffacées au voisinage de gisements japonais de type Kuroko (KALOGEROPOULOS et SCOTT, 1983).

Ces auteurs donnent les paragenèses d'altération et les fréquences suivantes:

Pour les tufs: quartz + séricite + chlorite (très abondants)
pyrite + rutile (abondants).

Pour les exhalites purement chimiques:
quartz + hématite + pyrite (très abondants)
séricite + chlorite + blende (abondants).

Dans les complexes rhyolitiques de la région de Rouyn, VERPAELST (1980) relève plusieurs couches d'exhalites (tufs cherteux) minéralisées révélant, selon lui, une période d'activité fumerolienne correspondant à un arrêt momentané des éruptions volcaniques.

* le feldspath, notamment, est encore présent (83): voir § III - 3: "Hydrothermalisme siliceux et potassique".

De telles couches, formées par l'exhalaison de sources chaudes à la surface du fond océanique dans les tufs juste déposés, constituent de bons indicateurs d'activité hydrothermale fossile, et donc, éventuellement, de minéralisations, comme cela a déjà été reconnu (RIDLER, 1970).

10 - LES PYROCLASTITES

INTRODUCTION - NOMENCLATURE DES PYROCLASTITES

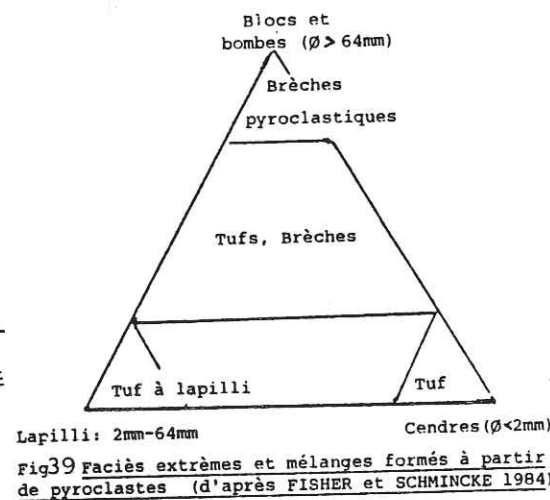
Le terme "pyroclaste" a eu de nombreuses acceptions. SCHMID (1981) résume les recommandations de la "Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks" de l'IUGS.

"Les pyroclastes sont des cristaux individuels, des fragments de cristaux, de verre et de roche produits par un démantèlement résultant directement d'une action volcanique"

Une pyroclastite est composée d'au moins 75% de pyroclastes (SCHMID, 1981).

Taille	Pyroclaste	Roche pyroclastique
	Bombe Bloc	Agglomérat, Brèche pyroclastique Tufs à blocs et à bombes
64mm	Lapilli	Tuf à lapilli
2mm		Tuf à débris (grossier)
1/16mm		Tuf à débris (fin)

Fig.38 Classification granulométrique des pyroclastes et des dépôts pyroclastiques bien triés. d'après FISHER 1961, et SCHMID, 1981).



Deux types de classification des pyroclastites peuvent être proposés (WRIGHT et al., 1980):

- classification lithologique, incluant à la fois la taille des grains, leur classement, leur constitution et leur soudure. Pour la granulométrie, les classes proposées par WENTWORTH et WILLIAMS (1932), reprises par FISHER (1961, 1966) sont adoptées par l'IUGS (SCHMID, 1981) (Fig.38 et Fig.39). Ce sont celles que nous utilisons ici.

* L'auteur fait remarquer que cette définition comprend les hyaloclastites, mais élimine notamment les fragments de coussins des brèches de coulée autoclastiques, car c'est la coulée et non le démantèlement qui est directement produit par une action volcanique.

- classification génétique. SCHMID (1981) recommande l'emploi de termes granulométriques assortis d'un préfixe génétique, tels que "tuf lacustre", "tuf de retombée aérienne", etc.

Trois origines différentes sont en général considérées (WRIGHT et al., 1980; FISHER et SCHMINCKE, 1984; FISHER, 1979):

- les retombées ("fall deposits") résultent de la retombée de matériaux envoyés dans l'atmosphère par une éruption;

- les coulées ("flows") et les ondes ("surges")* constituent les deux termes d'une série de coulées pyroclastiques s.l.: les premières sont de forte densité; leur progression est contrôlée par la gravité. Les secondes sont de faible densité, très turbulentes, riches en gaz (SPARKS, 1976; WALKER et al., 1981; WILSON et WALKER, 1982).

La littérature, qui abonde en exemples modernes, est très pauvre pour l'étude des pyroclastites anciennes. VERPAELST (1980) et GELINAS et al. (1982) proposent des interprétations génétiques intéressantes pour des pyroclastites rhyolitiques archéennes de la région de Rouyn-Noranda.

Cette étude n'étant pas axée sur la dynamique volcanique, nous nous contenterons, compte tenu de la description précise des pyroclastites observées, de suggérer telle ou telle origine probable.

LES PYROCLASTITES DE LA ZONE MANITOU-LOUVEM

Dans la carte de terrain, l'importance des pyroclastites a été surestimée car, sur certains affleurements de mauvaise qualité:

- elles ont été parfois confondues avec des brèches de coussins (les vérifications systématiques ont été faites au cours de la deuxième saison de terrain, puis ensuite en laboratoire);

- dans les domaines épizonaux, les tufs à cristaux ou/et débris ne sont pas toujours faciles à distinguer des laves ou des filon-couches.

De nombreuses indications contenues dans ce mémoire sont le fruit de la confrontation des observations de terrain et de laboratoire. Elles sont destinées à éviter des confusions souvent trop faciles sur le terrain.

Une coulée pyroclastique présente, par définition, de grandes variations latérales de faciès (WILSON et WALKER, 1982; FISHER et SCHMINCKE 1984) et ne peut pas servir d'horizon repère. On doit donc simplement considérer des unités riches en pyroclastites, d'autres qui en sont pauvres ou totalement dépourvues, correspondant respectivement à des conditions volcanologiques explosives ou non.

Nous étudierons en premier lieu l'aspect macroscopique de la matrice des coulées pyroclastiques, puis celui des éléments. Une seconde partie est réservée à la pétrographie microscopique de ces roches, en négligeant l'étude des associations minérales (qui serait une répétition incomplète de ce que l'on a vu pour les laves), pour s'attacher à celle des textures.

* Le mot "surge" utilisé pour décrire un certain type d'épanchement pyroclastique n'a pas encore reçu de traduction en français. Le mot "onde", dont nous recommandons l'usage nous paraît particulièrement adapté à la description de la morphologie et de l'origine de ces coulées.

La description des affleurements et l'examen des informations qu'ils fournissent ont été volontairement placés à la fin des descriptions car ils constituent une bonne introduction à l'"Exemple d'analyse d'un affleurement", puis à l'interprétation générale des pyroclastites de la zone Manitou-Louvem.

10.1 - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

10.1.1- Composition de la matrice

Il est difficile d'évaluer la composition des tufs à lapilli et brèches pyroclastiques. Comme pour les laves, l'aspect de la matrice (richesse en chlorite, texture, etc.) en donne une idée, mais la nature des blocs peut être différente. Il semble présomptueux, sur le terrain, de faire des distinctions plus subtiles que:

- pyroclastite mafique (andésitique, basaltique) et
- pyroclastite felsique (dacitique, rhyolitique).

Du Nord au Sud, la répartition se fait comme suit:

- 1/ Nombreuses unités emboîtées de pyroclastites grossières (felsiques > mafiques).
- 2/ Tufs à lapilli et blocs (felsiques).
- 3/ Importantes unités de pyroclastites grossières (felsiques à l'Est, felsiques > mafiques à l'Ouest).

10.1.2- Nature des pyroclastes

Ils sont généralement plus felsiques que la matrice qui les contient.

a) Les pyroclastes mafiques. Ils ont la composition d'andésite porphyrique ou de tuf andésitique à cristaux (10 à 50 %). Ils peuvent contenir des amygdales de quartz saccharoïde et carbonates. Leur couleur est gris-verdâtre. Dans les zones riches en épidote, le cœur ou la totalité du fragment, souvent épidotisé, résiste mieux à l'érosion. Ils sont assez sensibles aux cisaillements (d'autant plus qu'ils sont moins porphyriques), sauf s'ils sont épidotisés. Leur taille varie de 2 mm à 1m exceptionnellement.

On les rencontre uniquement dans les pyroclastites polygéniques.

b) Les pyroclastes "rhyodacitiques" aphyriques ont la composition de dacites ou de rhyolites. Ils peuvent contenir des phénocristaux de quartz rhyolitique bleuté. La matrice est gris-bleuté ou gris-verdâtre en cassure; en patine, un lessivage qui ne laisse subsister que la silice, lui confère une couleur blanche.

Ils apparaissent "en camée", ont des formes très anguleuses lorsque leur taille ne dépasse pas 60 cm. Ils résistent bien à des cisaillements d'intensité moyenne; cependant, dans les zones intensément cisailées, les lapilli sont transformés en fuseaux étirés (facteur d'allongement 2 à 10!) (Fig.40).

*Il s'agit d'épidote s.s. que l'on reconnaît, sur le terrain, à sa couleur verte.

Les blocs de $\phi > 60$ cm sont arrondis ou vaguement amiboïdaux.

Plus exceptionnellement, des petits blocs contiennent jusqu'à 30% d'amygdales de quartz (55).

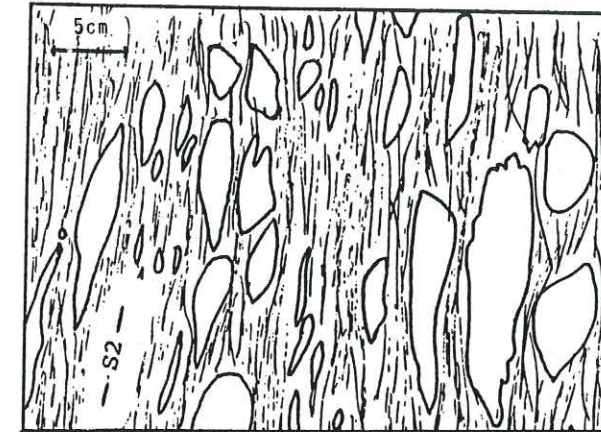


Fig. 40: Tuf à lapilli felsiques fortement étirés selon la schistosité S2.

(Affleurement de l'ech.n°60, mine Manitou. schéma d'après photo, M.G.).

c) Les pyroclastes rhyodacitiques porphyriques à amygdales. Ils diffèrent des précédents par la présence de microphénocristaux de plagioclase (moins de 20%) et, éventuellement, d'amygdales à quartz et carbonates. Certains contiennent d'anciens minéraux ferromagnésiens automorphes.

d) Les ponces. Elles sont de couleur grise, toujours étirées, de texture friable, et apparaissent "en intaille".

e) Les hyaloclastites ont été observées uniquement au microscope, ainsi que les fragments de roches intrusives.

f) Les cristaux et débris de cristaux. Ce sont essentiellement des plagioclases, mais on a aussi relevé des amphiboles. Ils sont cassés ou entiers, ou agglutinés; leur taille et leur abondance sont très variables à l'intérieur d'une même unité. Leur grande dimension moyenne varie de moins de 1mm à 8 mm dans les pyroclastites mafiques, moins de 1 à 4 mm dans les pyroclastites felsiques, les abondances étant respectivement de 60 à $\leq 1\%$ et de 20 à $\leq 1\%$. Les plagioclases peuvent être entièrement saussuritisés.

10.2 - PÉTROGRAPHIE MICROSCOPIQUE

Les paragenèses magmatiques et métamorphiques ne diffèrent pas entre une lave et une pyroclastite de même composition. L'intérêt réside dans les différences de texture de la matrice qui, comme on le verra plus loin, témoignent naturellement des conditions de mise en place de la coulée pyroclastique. Elles peuvent donc servir à une interprétation et une reconstitution des phénomènes volcaniques.

10.2.1 - Microtexture de la matrice et des débris

En vue d'interprétations volcanologiques, les descriptions macroscopiques de textures de pyroclastites sont nombreuses, mais les microtextures sont considérées comme accessoires. Le paragraphe qui suit montre que, malgré les mauvaises conditions d'observation (cisaillements, schistosité...) l'examen d'une lame mince permet en général d'éviter certaines confusions pourtant classiques, notamment entre un tuf de granulométrie fine et une lave.

a/ La "clasticité"*. Elle existe par définition, mais est d'autant plus grande que l'éruption a été plus explosive (l'arrondi des clastes étant fonction du transport) (FISCHER et SCHMINCKE, 1984, p.122).

- Dans de mauvaises conditions d'observation, la clasticité fine de la matrice peut être rendue nette à un grossissement moyen (environ 100 x) grâce à un artifice microscopique: il faut obtenir un éclaircissement optimum entre nicols "croisés" par l'introduction du condensateur pour conoscopie, convenablement diaphragmé.

- Lorsque le bris est d'origine explosive, les clastes sont de forme quelconque, sans rapports mutuels; lorsqu'il est tectonique, on reconstitue à l'aide des clastes voisins, la forme d'un plus grand fragment. Dans notre région, ceci est possible même dans les roches très cisailées et soumises à des conditions métamorphiques épizonales.

- La présence de clastes arrondis (usés) indique une origine épicroclastique au moins partielle (71, 750 et 751?).

b/ Texture de la matrice

- La matrice, de texture grano-nématoblastique a un grain très variable (10 à 2000 microns), et ne montre jamais de textures effusives (microlitiques) même relictuelles.

- Quel que soit son grain, elle est hétérogène à l'échelle d'une lame mince, avec des litages grossiers. Cette hétérogénéité est également minéralogique: lorsque l'on a des chloritisations, épidotisations etc. pénécemporaines de la mise en place de tufs, les minéraux secondaires se développent de préférence dans les zones plus poreuses et définissent un rubanement grossier sans équivalent dans les roches d'origine effusive. De telles zones peuvent aussi avoir des formes quelconques, et rappeler vraisemblablement l'existence d'anciennes cavités du tuf mais il y a, sauf exception (36), peu de vésicules nettes, arrondies.

c/ Présence de lapilli ou de débris

D'après HILDEBRAND (communication personnelle, 1984), il n'existe pas de tufs totalement dépourvus de fragments. On a observé des pyroclastites de taille inférieure à 2 mm dans toutes les pyroclastites. Ce sont des fragments de laves aphyriques ou porphyriques, et de roches intrusives grenues ou microgrenues. Par leur homogénéité de texture, ils contrastent avec la matrice du tuf. Bien entendu, on observe aussi en abondance des cristaux et des fragments de cristaux.

d/ Hyaloclastites

Elles ne sont pas typiques des tufs, mais contribuent à l'hétérogénéité générale: elles forment des flammes étirées, onduleuses (0,1 à 1 mm x 0,05 à 0,1 mm), parfois pliées** sur des fragments, et sont constituées par l'association chlorite ± quartz ± albite ± leucoxène résultant de la recristallisation d'un verre volcanique.

* Nous désignons ainsi le caractère plus ou moins anguleux des grains, acquis à la suite de phénomènes mécaniques se reproduisant lors de l'extrusion ou du dépôt.

** Ce sont les signes de mise en place à haute température (éclat de verre).

10.2.2 - Microtexture des fragments de taille supérieure à 2 mm

Les différents types de fragments ont les microtextures des roches auxquelles ils correspondent (laves porphyriques ou aphyriques microlitiques ou non, verres recristallisés, etc.).

10.3 - CARACTÈRES DES AFFLEUREMENTS

10.3.1 - Orientation de la stratigraphie

Etant donné le caractère lenticulaire reconnu de la plupart des coulées pyroclastiques (FISHER et SCHMINCKE, 1984), l'orientation des contacts nets ou diffus n'est pas très significative. Dans ces roches, c'est cependant le meilleur critère. La moyenne des mesures (N 70-80) est grossièrement en accord avec l'orientation des coulées de lave, et avec les mesures régionales (MERQ-Travaux sur le terrain 1979, 1980, 1981).

10.3.2 - Granulométrie

L'étude des lames minces a permis de corriger localement la carte initiale en montrant que certaines roches d'apparence clastique sur le terrain étaient en fait des laves. En conséquence, la carte synthétique annexée à ce travail montre que, avec les limites de déduction imposées par les conditions d'affleurement, les unités constituées exclusivement de tuf à débris ou de tufs fins sont de faible puissance (10m?)*

Si l'on excepte quelques coulées peu épaisses (66), les tufs à débris et les tufs fins ne forment donc que la partie sommitale de certaines unités de pyroclastites dont la base est plus grossière (tuf à lapilli et tuf à blocs). Les coulées montrant de très gros blocs ($\phi > 80$ cm) sont rares (7, 70, sud de 749). Hormis ces dernières le diamètre moyen des fragments grossiers varie schématiquement entre 10 et 25cm dans les tufs à blocs, et 0,5 à 5cm dans les tufs à lapilli. A l'échelle du terrain, il n'a pas été possible de déterminer des répartitions locales pour ces deux types de pyroclastites.

La fraction fine ($\phi < 2$ mm) est peu abondante: 2 à 15% dans les pyroclastites felsiques, 2 à 35% dans les pyroclastites mafiques.

Le long d'un même niveau stratigraphique, le classement est généralement bon, mais la granulométrie est souvent variable de la base au sommet d'une même coulée. TASSE et al. (1978), s'inspirant d'autres auteurs, ont confirmé que la fraction grossière était la plus révélatrice de la compétence de la coulée pyroclastique.

Lorsque les unités présentent un granoclassement, celui-ci est généralement normal. Une même unité comporte souvent plusieurs rythmes superposés sans limites nettes. Les affleurements numéros 84 et 72 montrent sur quelques mètres de puissance, un granoclassement inverse: la fraction clastique de $\phi \leq 2$ mm semble alors plus abondante que dans les autres unités, mais des études systématiques plus détaillées sont nécessaires pour préciser ces caractères, importants au regard des interprétations génétiques.

* Puissance généralement surestimée sur la carte (fig.11) pour la libilité.

Les rythmes montrant un bon granoclassement normal de la fraction grossière ont le même classement pour la fraction fine. Certaines unités se terminent par quelques millimètres à 1 ou 2 cm de tufs fins, apparaissant en creux sur l'affleurement (Fig.41).

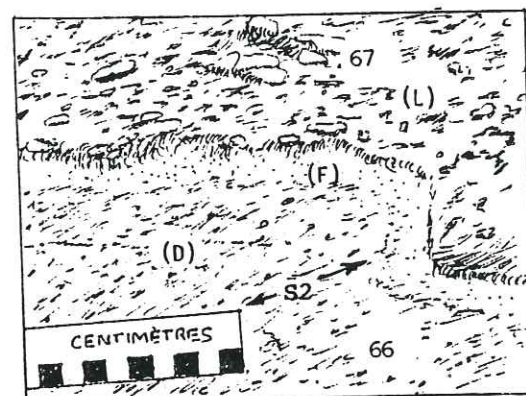


Fig.41: Contact stratigraphique montrant la superposition d'une unité de tuf à débris par une unité de tuf à lapilli. (L). L'unité de tuf à débris (D), est granulométriquement homogène sur toute sa puissance, à l'exception de sa partie sommitale (F) constituée d'un tuf fin, (en creux), marquant la fin d'une séquence unique (dépôt de dernières poussières volcaniques). Le contact montre en outre une crénulation liée à la schistosité S2: (affleurement des échantillons n°66 et 67; dessin d'après photo; M.G.).

Les figures sédimentaires sont rares : on a observé un contact d'érosion d'une coulée par celle qui la recouvre (66: critère de polarité). Il n'y a pas de preuves nettes de chenalisation.

10.3.3 - Brèches monogéniques et brèches polygéniques.

Les brèches pyroclastiques contiennent toujours, en majorité sinon en totalité, des fragments plus felsiques que la matrice de la coulée où ils se trouvent. La matrice a cependant une composition intermédiaire à felsique pour environ 80% des affleurements étudiés. Dans la plupart des cas, tous les fragments d'une unité ont même nature pétrographique et même aspect: il s'agit d'ailleurs souvent de fragments de laves dacitiques ou rhyolitiques. Ce caractère de brèche monogénique (fig.42) permet d'envisager une nature magmatique commune pour les fragments et la matrice. On propose d'expliquer la nature moins felsique de la matrice

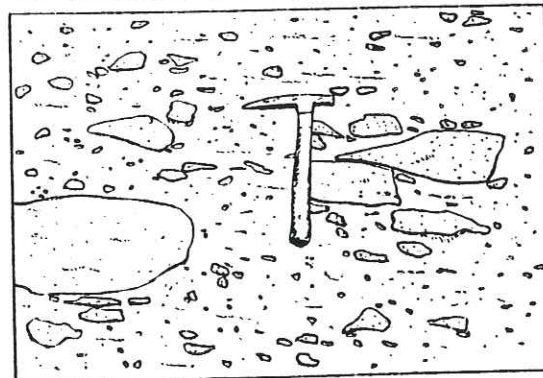


Fig.42: Exemple de brèche pyroclastique monogénique. (Composition intermédiaire-felsique.) Les blocs sont constitués de lave chimiquement identique à la matrice. La différence avec une brèche de coulée est fondée sur la forme généralement anguleuse des blocs, et le spectre granulométrique très étendu des fragments de cette brèche pyroclastique. La composition globale de cette brèche monogénique reflète bien celle de la lave (après altération!). (dessin d'après photo, M.G.).

par une plus grande porosité initiale (par opposition aux blocs qui sont souvent des fragments de lave refroidie), permettant une meilleure circulation de fluides à l'origine de la chloritisation (notamment). Une autre hypothèse, proposée par HILDEBRAND (1984), n'est pas contradictoire avec la première: la fine poussière, plus siliceuse, produite au moment d'une explosion, est entraînée loin du dépôt des tufs à lapilli et à blocs dont la matrice devient plus mafique que le magma initial, alors mieux représenté par les blocs (dans le cas de brèches monogéniques bien entendu).

Les brèches nettement polygéniques (fig. 43) sont peu courantes dans la zone d'étude (ex: 7,69,72,sud de 749). On y observe généralement des

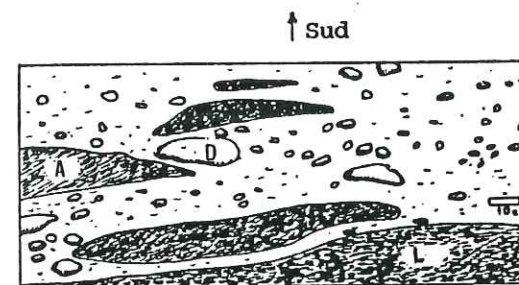


Fig.43: Exemple de brèche pyroclastique polygénique. On observe des blocs dacitiques (D), peu affectés par les cisaillements, et des blocs andésitiques (A), très chloriteux, très étirés; leur nature (A) est celle de la coulée de lave (L), sous-jacente, dont ils proviennent par explosion de la cheminée volcanique. Ce dépôt dont on observe la base fournit un bon critère de polarité vers le Sud. (Affleurement des éch.n°72, 73., dessin d'après photo, M.G.).

fragments felsiques qui voisinent avec des pyroclastes laviques ou tuffacés de composition intermédiaire ou mafique (ces derniers sont parfois épidotisés: affleurement de l'échantillon n° 72). Exceptionnellement, et uniquement au microscope, on a relevé des fragments de roches ayant une texture microgrenue.

10. 4 - EXEMPLE D'ANALYSE D'UN AFFLEUREMENT

Lorsqu'on dispose d'affleurements suffisamment étendus et nombreux, l'épaisseur des strates et la granulométrie de la fraction la plus grossière permettent de conclure au caractère turbulent ou laminaire des écoulements pyroclastiques (TASSE et al., 1978; GELINAS et al., 1978-1982; VERPAELST, 1982 dans la région de Rouyn-Noranda; voir aussi PICARD, 1984, p.84).

Ces conditions n'étant pas réunies dans notre secteur, l'examen précis d'un groupe d'affleurements(*) a simplement permis de reconstituer un ensemble volcanique formé de quatre séquences, malheureusement séparées par des hiatus d'affleurement. (Fig.44).(**)

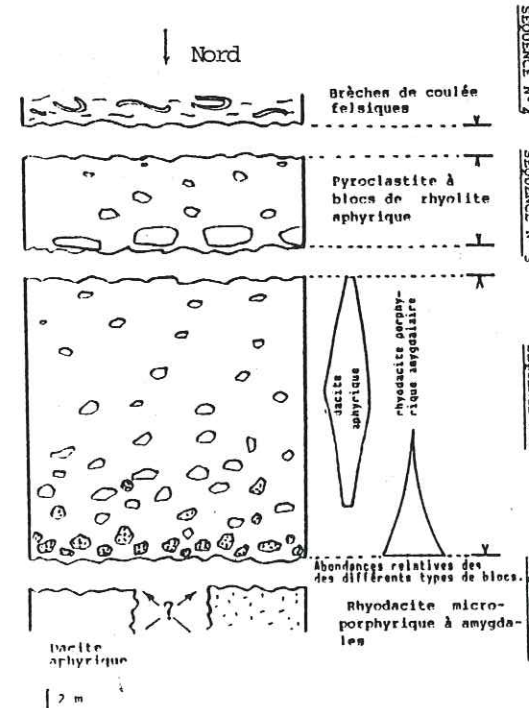


Fig. 44: Exemple d'analyse d'un affleurement de pyroclastite (cf texte).

La séquence n°1 est constituée d'une dacite aphyrique et d'une rhyodacite microporphyrrique à amygdales, mais on ne connaît pas la position relative de ces coulées l'une par rapport à l'autre.

La séquence n°2 est formée d'une brèche pyroclastique felsique à blocs polygéniques anguleux de taille moyenne ($\phi = 15$ à 20 cm au maximum) où l'on observe un granoclassement positif et surtout une franche diminution du nombre des fragments du sud vers le nord. Les blocs sont constitués, soit de rhyodacite microporphyrrique à amygdales très semblable à celle de la séquence N°1, soit de dacite aphyrique: les premiers sont très abondants vers la base de l'unité, et disparaissent progressivement mais rapidement; les seconds, dont la nature pétrographique et la composition chimique sont très voisines de celles de la

* Affleurements des échantillons n° 5, 6, 7 et 8.

** Pour établir la reconstitution, on suppose évidemment qu'il n'y a pas de contact tectonique entre chaque séquence.

matrice, sont peu nombreux vers la base, ont leur plus grande abondance lorsque les premiers disparaissent, et présentent ensuite un granoclasement positif vers le sommet de la séquence.

La séquence n°3 montre une brèche pyroclastique felsique à blocs monogéniques plus ou moins anguleux de rhyolite aphyrique. On observe un granoclasement positif, les blocs de la base de la séquence étant localement particulièrement gros (Ø50 à 80 cm).

La séquence n°4 est constituée d'une brèche de coulée felsique.

Sur l'ensemble des séquences n°2 et 3, la fraction pyroclastique de $\phi < 2\text{mm}$ représente moins de 5% du volume de la roche.

Ces différentes observations peuvent être interprétées comme suit:

La séquence N°1 correspond à un épisode purement effusif; il lui succède un épisode explosif: le caractère polygénique des blocs de la séquence N°2 indique une explosion initiale violente (peut-être phréatomagmatique) qui a arraché les blocs de la lave microporphyrrique à amygdales formant le substratum rocheux (séquence N°1). Passé cette première explosion, les seuls blocs émis sont des blocs de la lave en éruption (dacite aphyrique), comme c'est également le cas pour les pyroclastes de la séquence N°3. Cette troisième unité indique d'ailleurs, par la grande taille des blocs, une éruption proximale. Elle est suivie d'un retour à des conditions moins explosives, avec les brèches de coulée formant la séquence N°4.

La faible abondance de la fraction pyroclastique fine suggère que l'on est en présence de coulées sous-aquatiques, et non de coulées aériennes (FISHER et SCHMINCKE, 1984, p287).

10.5 - INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSION

L'appartenance de ces roches à la famille des tufs et brèches pyroclastiques selon FISHER (1961) ne laisse pas de doute. Selon ROSS et SMITH (1961), TASSE et al. (1982), " la présence de ponces et d'échardes, si floues soient-elles, laisse supposer une origine à partir d'explosions au moins partiellement magmatiques."

D'autres observations nous ont paru significatives, telles que:

- le caractère généralement très anguleux des pyroclastes (qui implique une fragmentation et/ou un refroidissement très rapide de la roche), par opposition aux brèches de coulée dont les fragments sont souvent amiboïdaux, et aux brèches épiciastiques dont les fragments sont usés;
- la grande hétérogénéité granulométrique macro-et microscopique et l'absence, à toute échelle de quelconques textures typiquement effusives, qui élimine aussi la possibilité de brèches de coulée.*

Une mise en place subaquatique est probable, car:

- des coulées de laves à coussins, typiques d'un épanchement sous-aquatique (MOORE, 1975) sont intercalées dans toute la série;
- la fraction fine ($< 2\text{mm}$) des pyroclastes est assez réduite ($< 30\%$), contrairement à ce que l'on observe dans les coulées aériennes (FISHER et SCHMINCKE, 1984, p.287).

* Dont le spectre granulométrique serait beaucoup plus condensé.

La grande épaisseur des dépôts et notamment celle des dépôts les plus grossiers (3 à 15 m pour une seule unité), l'abondance des pyroclastites à blocs, et la taille importante des pyroclastes (10cm à 80cm exceptionnellement) sont des critères de proximité de l'éruption.

D'après TASSE et al. (1978), la présence de structures de suspension (granoclasements) indique une mise en place sous la forme de courants. Les séquences étant positives, ces écoulements sont turbulents et non laminaires (séquences négatives)*. La faible abondance de la fraction fine suggère des courants de densité relativement faible, mais néanmoins suffisante pour transporter des blocs de taille généralement inférieure à 25 cm.

Le caractère généralement monogénique, en dépit d'un cachet légèrement moins felsique de la matrice que des fragments, suggère que ces derniers représentent le magma en éruption. Une parenté magmatique entre les laves et les pyroclastiques est suggérée par leur pétrographie et leur association très courante. Elle doit être contrôlée par le biais de la géochimie.

Les quelques coulées polygéniques sont interprétées comme résultant d'une explosion très puissante, qui arrache les roches du substratum encaissant la cheminée. Ce type d'éruption est particulièrement fréquent lors d'explosions phréatomagmatiques s.l. (magma pulvérisé au contact d'eau, quelle que soit son origine).

11 - FILONS MAFIQUES ET ÉPICLASTITES

On signale, à titre indicatif, l'existence de ces deux faciès, relevés localement sur le terrain.

1 - Les filons mafiques ont 10 à 60 cm de puissance. Leur orientation générale varie de N65 à N80, pendage très redressé vers le nord. Ils sont très fortement affectés par S2, et sont parfois plissés. Ils sont encaissés dans des pyroclastites (12,747) ou des laves (737): le contact est franc, rectiligne, souvent silicifié.

La roche, qui présente un débit schisteux très marqué est vert sombre, très chloriteuse.

Microscopiquement, on observe les minéraux suivants: Ch50%, Ca 10 à 20%, Ab 20 à 30%, Eps.s. 2 à 3%, Il, Mt 3 à 5%. La chlorite est synfoliale; les feldspaths, généralement des cristaux individualisés, ont la forme de fuseaux, acquise à la suite des cisaillements. L'épidote et les minéraux opaques sont disséminés; la calcite constitue le remplissage interstitiel.

Ces dykes sont le signe d'un magmatisme tardif mais, néanmoins, antérieur ou subsynchrone de la phase kénoréenne.

2 - Les épiciastites forment, sur le terrain, des unités de petite dimension (moins de 3m de puissance), parfois lenticulaires, fortement cisillées (S2). La roche, qui possède un grain moyen, est très riche en grains de quartz.

Microscopiquement, le quartz (20 à 50%) forme des grains anguleux mais subsphériques ($\phi = 0,01$ à $0,1\text{mm}$). La muscovite et la chlorite, synfoliales, sont peu abondantes. Le feldspath (albite) est en cristaux automorphes usés, étirés, ou en débris polycristallins; ces derniers témoignent d'ailleurs de l'origine volcanodétritique lorsqu'il y a ambiguïté.

* D'après TASSE et al., et d'autres auteurs cités dans leur étude.

12 - CONCLUSIONS

Dans la zone Manitou- Louvem, la formation de Val d'Or est principalement caractérisée par des unités volcaniques intermédiaires et felsiques où les pyroclastites, généralement grossières et monogéniques, alternent avec les coulées de laves. Des filon-couches de microdiorite quartzique et, plus rarement, de microgranite albitique sont intercalés à différents niveaux dans cet ensemble. La présence de ces roches intrusives témoigne d'un magmatisme hypovolcanique constant. On remarque que les compositions minéralogiques et les textures des filons-couches font partie d'une série continue où l'on rencontre les faciès plus grenus du culot de Connell, et la diorite quartzique du batholite de Bourlamarque. Une parenté entre ces différentes roches est très probable, mais reste à contrôler à l'aide d'études géochimiques. L'intime association des microdiorites quartziques et des laves est également en faveur d'une origine commune.

Pour les laves, on a de nombreux indices suggérant des épanchements en milieu aquatique de profondeur vraisemblablement faible.

Tous ces caractères confirment l'appartenance des roches étudiées au complexe volcanique de Val d'Or (formations de Val d'Or et de Héva), et les opposent franchement aux laves basaltiques abyssales de la formation de Dubuisson dont les leucobasaltes aphyriques sont peut-être, à l'extrême nord-est du terrain, des représentants.

L'association minéralogique magmatique était initialement caractérisée par la présence de microphénocristaux de plagioclase (c'est principalement sur l'abondance de leurs fantômes, sur la composition de la matrice et sur sa texture que s'établissent les différences entre faciès). Il existe toutefois deux exceptions à cette règle:

- 1) Dans les basaltes à "Am-Ep", le plagioclase est exclusivement réparti dans la mésostase; en outre, des microphénocristaux d'amphibole et de pyroxène étaient abondants dans la paragenèse magmatique.
- 2) Les microdiorites quartziques ont une composition minéralogique voisine de celle des andésites ou des dacites, mais montrent aussi des fantômes de microphénocristaux de minéraux ferro-magnésiens primaires.

Dans les zones non cisailées les macrotextures sont bien conservées, par contre, les microtextures et la composition minéralogique observée ne sont jamais primaire:

- Les microtextures sont en palimpsestes; le tableau 1 résume les observations qui, dans ce domaine, sont utiles à des déterminations pétrographiques.

- Les assemblages minéralogiques actuels sont d'origine métamorphique, et résultent de l'action successive de différents phénomènes:

- 1) La spilitisation, ubiquiste, suggérée par l'albitisation totale de la plupart des plagioclases.
- 2) Les altérations hydrothermales, siliceuse, potassique ou carbonatée, plus localisées.
- 3) Le métamorphisme régional (notamment manifesté par l'homogénéisation parfaite des chlorites, synfoliales).

Pour ces raisons, il est utile de démêler l'origine des différentes phases minérales. C'est l'objet du chapitre III. Le problème d'éventuelles métasomatoses sera abordé, mais des compléments lui seront apportés au chapitre IV (Géochimie des matériaux).

TABLEAU N°1: CRITERES DE DISTINCTION DES PRINCIPALES MICROTEXTURES

CARACTERES PETROGRAPHIQUES	L A V E S		FILONS COUCHES	PYROCLASTITES	OBSERVATIONS
	COULEES MASSIVES ET EN COUSSINS	BRECHES DE COULEE			
Abondance	0-30%	Variable - Semblent plus abondants que dans les coulées.	(0-10%) - 30-60%	Variable	
Classement (taille)	Variable suivant la nature et l'origine de la lave.	Comme dans les coulées mais ils sont souvent usés, rarement cassés	Automorphes, trapus, contours souvent arrondis...	Généralement très mauvais	- Le brie tectonique des cristaux est très reconnaissable car on peut reconstituer, avec les différents fragments la forme du cristal original. - Dans les roches fortement métasomatées (silicification par exemple), le plagioclase se reconnaît encore (parfois) à la forme de sa pseudomorphose.
Forme	Parfaitement automorphes dans les laves mafiques, moins dans les laves felsiques			Très souvent cassés, peu usés.	- Les synœisis sont des associations de quelques cristaux il n'est pas possible de les confondre avec les lapilli qui sont des fragments de roche (généralement des laves, parfois des roches intrusives).
Synœisis	Possibles	Généralement gros et arrondis	Absents	Cassés, démantelés	
Associations micropegmatitiques quartzofeldspathiques	Absentes	Absentes	Possibles	Absentes	- Les recrystallisations sous l'effet des métamorphismes ou des déformations modifient beaucoup les textures. Le meilleur critère de reconnaissance des roches en lame mince est fondé sur l'aspect des cristaux. - Une matrice de lave, même très hétérogène en raison de recrystallisations, n'est jamais à l'état éboulé, clastique. - A la différence des filons-couches, les laves contiennent une part de verre cristallisé remplacé par un assemblage chloriteux uniformément réparti. Dans les tufs, la répartition de cette association est très hétérogène.
Texture	Microclitique ou/et microgranulaire de grain variable, mais homogène.	Microclitique ou/et microgranulaire. Elle est homogène par zones: des zones aux contours nets ont un grain différent indiquant des vitesses de refroidissement différentes (fragments d'écorce, cassure, etc)	Microclitique microclastique ou/et microgranulaire, homogène, d'allure souvent "entrecroisée".	Microgranulaire ou granulaire, non microclitique, toujours hétérogène. Aspect clastique de grain très variable dans un même échantillon (unvrais litages). Des zones de porosités différentes sont sensibles à la chloritisation etc → mauvaise répartition de ces minéraux.	
Matrice	Quartz felsiques. Le quartz issu de la recrystallisation de la mésostase est très fin et polygonal.	Quartz rhéologique automorphe possible dans les laves felsiques. Le quartz issu de la recrystallisation de la mésostase est très fin et polygonal.	Le quartz des microdiorites quartziques est xénomorphe, interstitiel. Les grains constituent un remplissage typique que l'on ne rencontre pas dans les autres faciès.	Possibles: elles ont des formes quelconques. Il s'agit souvent de remplissage de la porosité intergranulaire.	
Amphiboles	Possibles, sphériques ou ovoïdes		Absentes		

CHAPITRE III

INFLUENCE

DES

MÉTAMORPHISMES

ET DE LA

DÉFORMATION

Cette troisième partie est une interprétation générale des acquis minéralogique et textural des volcanites archéennes épizonales.

Elle a été inspirée par les difficultés multiples que nous avons rencontrées en cherchant à définir la nature originelle de certains faciès, et les différentes textures volcaniques, hypovolcaniques et volcanosédimentaires, dans des matériaux qui ont subi, non seulement la dévastreuse homogénéisation métamorphique des schistes verts, mais aussi, bien souvent, de forts cisaillements.

On y étudie l'influence, sur les textures et la minéralogie primaire,

- 1- de la déformation
- 2- des métamorphismes, et des altérations hydrothermales (auxquelles est parfois associée la mise en place de minéralisations).

Dans les deux cas, le raisonnement est identique: il est fondé sur l'étude du comportement d'un certain nombre de minéraux, primaires ou secondaires, au cours de ces phénomènes. Chaque minéral est étudié individuellement, et une synthèse générale* interprète globalement toutes les informations obtenues séparément.

Les conclusions sont principalement orientées vers une caractérisation précise des différentes conditions métamorphiques qui se sont succédées entre la mise en place initiale des matériaux, et la stabilisation définitive de ce secteur, après la phase kénoréenne.

On caractérise notamment certaines altérations au voisinage des minéralisations: leur pétrographie fine peut fournir d'excellents guides de prospection.

En résumé, ce chapitre a deux buts ultimes:

1 - Contribuer, à partir de l'étude ponctuelle d'une région épizonale métagénérée et minéralisée, à une meilleure connaissance de la pétrographie générale autour de certaines minéralisations associées au volcanisme.

2 - Montrer que l'étude de lames minces peut apporter beaucoup d'informations, et peut-être, par déduction, éviter des analyses et des forages coûteux.

* Conclusion du chapitre III: nature des métamorphismes et des altérations.

A: PREMIÈRE PARTIE: INFLUENCE DE LA DÉFORMATION

RÉSUMÉ

- L'importance de la schistosité est fonction de la compétence et du grain de la roche.
- Les cisaillements modifient les macrotextures:
 - Les contacts stratigraphiques sont crénelés.
 - L'orientation des coussins est souvent celle de la schistosité.
 - Les lapilli et les blocs des pyroclastites peuvent être méconnaissables, car fortement étirés.
- Les cisaillements modifient les microtextures:
 - Les phyllosilicates sont synfoliaux, leur cristallisation définitive est syncinématique, synchrone du métamorphisme régional. La chlorite est ubiquiste. Les micas blancs sont répartis par zones, en veinules souvent synfoliales.
 - Calcite et quartz sont mobilisés au cours de la déformation.
 - Les feldspaths montrent uniquement des déformations cassantes, qui sont très fréquentes.
- Sauf cas extrême, il est toujours possible de déterminer la microtexture originelle (plutonique, lave, pyroclastite, épicroclastite).

Toutes les roches étudiées sont affectées, à des degrés divers, par une schistosité plus ou moins pénétrative. Le but de ce chapitre est de comprendre quel est l'acquis typiquement tectonique d'une microtexture, afin de déterminer "en filigrane" la microtexture magmatique originelle, pour laquelle de subtiles nuances correspondent souvent à de grandes différences volcanologiques. On dégage le rôle de la déformation, tel que certains minéraux le laissent percevoir, dans la texture actuelle de la roche.

1 - LA SCHISTOSITÉ

Les phyllosilicates, de par leur faciès, sont les minéraux les plus aptes à souligner une schistosité. Le débit schisteux d'une roche sera donc plus ou moins accentué suivant qu'elle est riche ou pauvre en phyllosilicates, et que ces minéraux sont uniformément répartis (chlorite) ou concentrés sur certaines surfaces (micas blancs). Dans le second cas, si les surfaces micacées sont suffisamment espacées, la schistosité peut être très nette à l'affleurement alors qu'elle paraît peu développée microscopiquement (86, 17).

Le grain microscopique de la roche influe sur la schistosité apparente: la comparaison des échantillons N° 72 (matrice hétérogène - 50 à 500 microns - de tuf à blocs) et N° 71 (tuf fin lité - grain 10 à 50 microns) prélevés à quelques décimètres l'un de l'autre dans une même zone de cisaillement montre que, si, macroscopiquement, la schistosité paraît identique dans les deux faciès, elle est microscopiquement beaucoup plus fine et pénétrative dans le second que dans le premier.

2 - INFLUENCE DE LA DÉFORMATION SUR LES MICROTEXTURES

Les macrotextures liées à la déformation ont été signalées au chapitre de la description du terrain. Ce paragraphe est consacré à l'étude des microtextures, telles qu'elles sont révélées par le comportement de quelques minéraux au cours des cisaillements.

Nous n'avons pas observé, microscopiquement, la schistosité de première phase (S1)*. La schistosité de troisième phase (S3: kinks) est plus nette. Elle plisse les surfaces de schistosité de deuxième phase généralement matérialisées par les phyllosilicates. La progression des altérations superficielles est facilitée dans les zones qu'elle affecte (oxydation des minéraux ferro-magnésiens...).

La schistosité principale (S2) est contemporaine du métamorphisme régional** Une minéralogie bien définie lui est associée.

Les minéraux anté-tectoniques subissent les effets des cisaillements (fracturation, ombres de pression, etc.), de façon variable, plus ou moins intense selon leur nature, leur forme, leur taille. Ils peuvent même être totalement dissous, alimenter momentanément les fluides interstitiels synmétamorphes, puis recristalliser conformément à la schistosité produite au cours de la phase métamorphique. Les minéraux syntectoniques sont généralement synfoliaux; les minéraux post-tectoniques recoupent la schistosité.

Le calage chronologique des minéraux par rapport à la déformation est souvent délicat et approximatif car celle-ci est polyphasée: d'ailleurs, même à l'intérieur de la seule phase principale F2, il existe certainement toute une succession de stades de déformation.

La présence d'ombres de pression (Malavielle et al., 1982) dans le prolongement de minéraux indique que ces derniers sont antécinématiques, mais leur absence apparente ne prouve pas le contraire: BONNET (inédit, cité par GRATIER 1984, p.271) a montré que lorsque la matrice adhère mal au minéral (ex. pyrite) il se formait, dans la zone abritée, un vide devant être progressivement comblé (nettement visible au microscope), alors que dans le cas d'une bonne adhérence (ex. calcite), "les dépôts ne peuvent se faire que dans les micropores de la zone abritée", et sont alors difficilement décelables en lame mince. En effet, contrairement à des idées reçues, les cristaux ne se déposent que s'il y a un vide, leur "force de cristallisation" n'étant pas suffisante pour le créer (GRATIER, 1984).

Il est difficile de séparer la déformation du métamorphisme s.s.

* Relevée, en d'autres lieux, par certains auteurs (voir Dimroth et al. 1982).

**Dimroth et al. (1982, 1983) notamment.

la nature des textures de déformation est subordonnée aux conditions thermodynamiques régnantes.

En admettant que les conditions thermodynamiques du métamorphisme étaient à peu près identiques pour l'ensemble du terrain, et en se fondant sur les facultés relatives de destabilisation des différents minéraux données en III.B.1, les observations peuvent être résumées et interprétées comme nous allons le voir dans les pages qui suivent.

2.1 - PHÉNOCRISTAUX DE PLAGIOCLASE

La schistosité qui les moule et la présence d'ombres de pression leur confèrent un âge antérieur à la phase kénoréenne. Leur forme automorphe, et la présence de traces de zonages suggèrent qu'ils constituent les fantômes d'anciens cristaux magmatiques.

Le comportement des plagioclases au cours de la déformation varie en fonction de l'intensité de celle-ci, et de leur orientation initiale dans la roche: selon les cas, ils peuvent subir une rotation, une fracturation ou un cisaillement. Ici, les déformations plastiques semblent exceptionnelles. A ce sujet, on a noté (84, 757) des plagioclases apparemment étirés selon la schistosité; il ne s'agit pas de l'effet d'une déformation ductile, mais seulement de l'action d'un cisaillement selon un plan subparallèle à l'orientation du cristal (Fig.45).

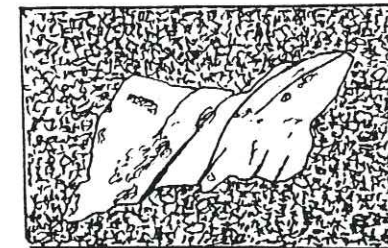


Fig.45 : Etirement mécanique d'un microphénocrystal de plagioclase sous l'effet d'un cisaillement (S2). La matrice est quartz-feldspathique, microgranulaire.

(éch. n°757; x180; nicols croisés; dessin d'après photo, M.G.).

- Si le cisaillement est faible ou moyen, les cristaux conservent leur forme primaire sans modification, mais sont entourés d'ombres de pression généralement nettes (ex: 39...).

- Si le cisaillement est moyen ou fort, les cristaux sont grossièrement cassés, les espaces sont occupés par la matrice de la roche et notamment par les minéraux rencontrés dans les ombres de pression. Les débris restent groupés (c'est notamment à cela que l'on reconnaît la fracturation d'origine tectonique*), mais ils ont tendance à s'orienter avec leur plus grande surface parallèle au plan de schistosité.

- La tectonique ne semble pas émousser les cristaux, sauf lorsque la schistosité est très pénétrative; si ce n'est pas le cas, on peut généralement considérer que l'émoussé du plagioclase est anté-tectonique: primaire (magmatique), ou secondaire (épicyclastique).

Les maclages mécaniques sont exceptionnels (51, 58).

Enfin, on observe différentes modifications de la structure cristalline se manifestant par des extinctions non uniformes ou onduleuses (50, 51, 54, 58, 737), l'apparition de sous-grains (49), de "flaques de quartz" (48, fig.54), ou de joints crypto- ou largement suturés à l'intérieur du "cristal". (Il s'agit souvent de pseudomorphoses).

* Par opposition aux fracturations pyroclastiques (débris + anguleux) et épicyclastiques (débris usés) pour lesquelles les fragments voisins ne permettent évidemment pas de reconstituer le cristal initial.

Ces différentes modifications n'ont pas la même origine, mais peuvent être facilement confondues:

- La présence d'extinctions non uniformes ou onduleuses n'indique pas nécessairement une déformation ductile, mais peut aussi résulter de microfracturations ou de microbroyages (déformation cassante) (TULLIS et YUND 1977, TULLIS, 1983, p.320). Ici, les observations ne fournissent donc pas d'arguments sûrs pour préciser le mode de déformation.

- Par contre, l'apparition de sous-grains, de même que le maillage mécanique, attestent le début d'une déformation plastique qui se manifeste dans la structure intime du cristal, mais aussi dans sa forme générale. Dans notre cas, on n'observe que très hypothétiquement une telle déformation (la pseudomorphose du plagioclase par silicification hydrothermale peut cependant en mimer les effets: voir Ch.III B 3.2.5). (voir fig. 54 et 55).

Dans les roches grenues, la couronne externe des grains de plagioclase est finement broyée sous l'effet de la déformation. Un tel phénomène ne se manifeste pas dans les laves et les roches microgrenues car la matrice fine y amortit les effets de la déformation.

En conclusion, on constate qu'ici, la déformation cassante est manifestement le phénomène essentiel. Cette observation indique que les conditions de température synchrone de la déformation n'ont pas dépassé, vers les hautes températures, la limite entre les faciès schistes-verts et amphibolites, limite à partir de laquelle les feldspaths commencent à montrer des déformations plastiques.

2.2 - LE QUARTZ

C'est, avec la calcite, le minéral le plus facilement mis en solution au cours du métamorphisme et des phases tectoniques, alimentant les fluides interstitiels. Les ombres de pression en contiennent toujours, même lorsque la matrice en est presque dépourvue (39). Il est microgranulaire souvent polygonal, plus ou moins allongé et réglé selon la schistosité. Il a totalement recristallisé au cours du métamorphisme (fig.46).

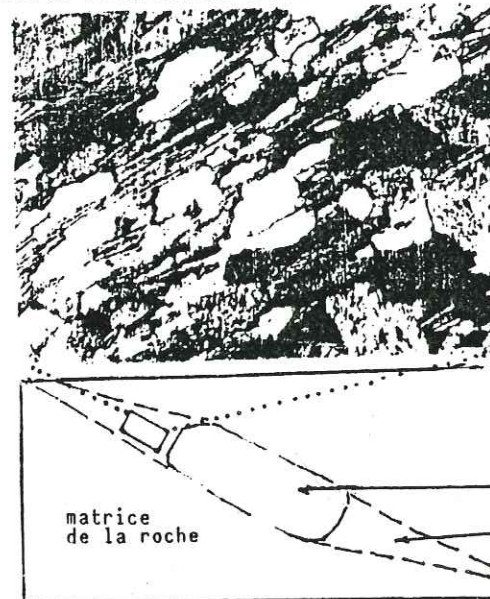


Fig.46. Vue partielle d'une ombre de pression à quartz + chlorite (voir le schéma ci-dessous pour la localisation de la section). Le quartz est à joints triples; quartz et chlorite sont orientés selon la schistosité principale. Dans les roches cisailées riches en phénoclastes, de telles textures peuvent oblitérer une grande partie de la matrice, mais il a toujours été possible de trouver des zones permettant de déterminer la microtexture originelle.

(Ech. n°756, X 120, nicols croisés, photo M.G.). (Schéma de localisation ci-contre X 10).

Le quartz ne montre des signes de déformation (joints suturés, extinction roulante, bandes de déformation) que lorsqu'il formait des grandes plages antéectoniques (1, 27, 69), mais la recristallisation

de ces plages a pu être totale (texture polygonale, ou texture mylonitique).

2.3 - LA CALCITE

- 1 - Elle est synfoliale quand elle est disséminée dans la matrice.
- 2 - On l'observe souvent dans les ombres de pression, éventuellement en syncristallisation (lamelles parallèles) avec du quartz et de la chlorite (59).
- 3 - Lorsqu'elle est en veines discordantes dans des roches cisailées, elle présente des signes de déformation (macles tectoniques courbes, extinction roulante: 35: Fig.47), ou derecristallisation orientée sous contrainte (Fig.48) certains amas peuvent aussi avoir des ombres de pression.

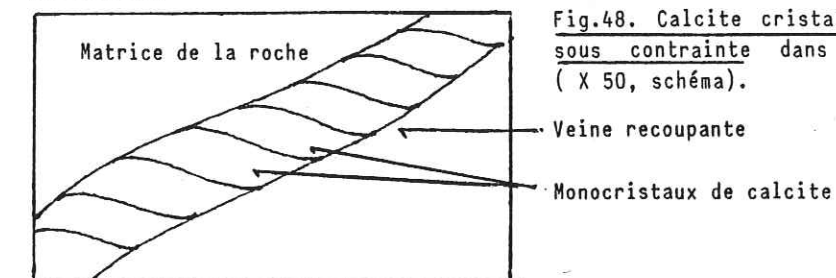


Fig.48. Calcite cristallisée ou recristallisée sous contrainte dans une veine recoupante. (X 50, schéma).

Les caractères 1 et 2 indiquent une origine syncinématique, mais le 3ème est typique d'une calcite antécinématique. Les arguments microstructuraux manquent pour caler chronologiquement la première cristallisation de ce minéral. Cependant, si l'on constate que c'est généralement lorsqu'elle forme de gros amas (veines, etc) qu'elle montre des caractères antéectoniques, on peut émettre l'hypothèse que la calcite formait un stock mis en place dans des systèmes de fractures avant la phase tectonique principale; au cours de cette phase, elle aurait été mobilisée et dispersée pour donner, par recristallisation, la calcite synfoliale.

Fig.47 Maillage mécanique de cristaux de calcite situés dans des veines recoupantes. Le dépôt de la calcite est donc très probablement antérieur à la phase tectonique. Aux épontes de ces veines, on constate en outre la présence d'albite secondaire.

(Ech. n°35; X 120; nicols croisés; photo, M.G.).



2.4 - LES PHYLLOSILICATES

Chlorites et micas blancs sont généralement synschisteux. Ils confèrent à la roche la schistosité observée macroscopiquement. Leurs abondances sont variables mais, alors que la chlorite est ubiquiste à l'exception de quelques faciès felsiques (3, 15, 31) les micas blancs (> 0,5%) ne se rencontrent que dans environ 50% de échantillons.

La chlorite, synfoliale, en abondance variable, est uniformément répartie dans la matrice de la roche sauf lorsque celle-ci présente des inhomogénéités texturales (tufs à lapilli...). Elle se trouve aussi toujours dans les ombres de pression, en petites lamelles perpendiculaires à la surface de l'élément dur.

Les micas blancs, synfoliaux en lamelles allongées, ont une répartition très hétérogène à toutes les échelles d'observation. Ils sont dis-

persés mais abondants, par zones (34...) ou, fréquemment, organisés en laminae, microveinules ou veinules généralement synfoliales (Fig.49). Leur présence dans la roche n'implique pas qu'on les trouve dans les ombres de pression (10).

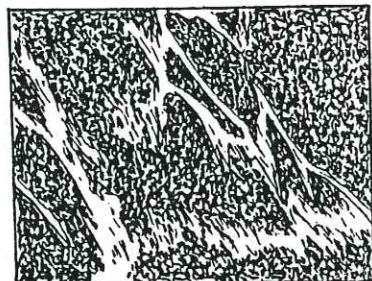


Fig.49 : Microveinules anastomosées de micas blancs. Même dans les zones franchement potassifiées, riches en micas blancs, ces minéraux n'ont jamais, comme le montre la fig. ci-contre, une répartition homogène. Ici, des veines de muscovite dans une matrice microgranoblastique quartzo-feldspathique très siliceuse déterminent une schistosité fruste à l'échelle microscopique, mais très nette à l'échelle de l'affleurement. (éch.n°78;x120;nicols croisés;dessin d'après photo M.G.)

Chlorites ou micas blancs forment parfois des amas ovoïdes ou étirés de grosses paillettes d'orientation quelconque. Ces amas peuvent avoir plusieurs origines, notamment:

Pour la chlorite:

- d'anciens minéraux ferromagnésiens, chloritisés et plus ou moins cisailés: ils conservent une forme vaguement automorphe, rectangulaire ou trapézoïdale (BARD, 1980: 85, 13, 39? 38? Fig 24.)
- des veines recoupantes remplies de chlorite et boudinées (29)
- d'anciennes amygdalées étirées par le cisaillement.

Pour les micas blancs:

- des "dominos" formés au cours du cisaillement (GRATIER, 1984, p24) (fig.50); voir aussi le travail de WOODLAND 1985.

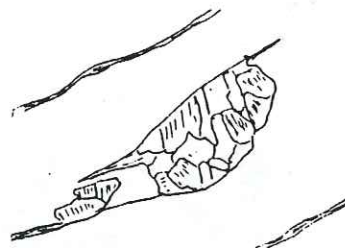


Fig. 50: Amas de paillettes de mica blanc formé sous l'effet d'un cisaillement* (?). La matrice microgranoblastique quartzo-feldspathique de la roche n'a pas été représentée. L'orientation de la schistosité est donnée par celle des veinules de mica blanc. (éch.n°63;x50;nicols croisés;schéma d'après photo.M.G.)

On a observé (fig.51) des amas de grosses paillettes de chlorite à extinction roulante, où les cristaux ont une orientation quelconque par rapport à S2. Ces amas sont prolongés par des ombres de pression où de fines lamelles de chlorite sont orientées selon S2, dont elles sont nécessairement contemporaines: ces dernières appartiennent apparemment à une seconde génération. Les grands cristaux peuvent donc:

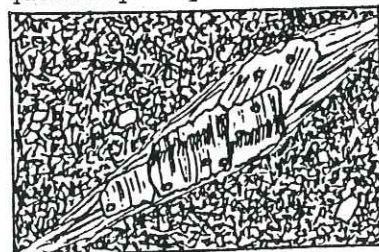


Fig. 51: Amas de cristaux de chlorite à extinction roulante. (éch.n° 750 x80;nicols croisés; dessin d'après photo, M.G.)

grains d'épidote s.s., mais aucun minéral titané, ce qui élimine vraisemblablement l'hypothèse d'anciennes biotites.

- soit avoir cristallisé au cours d'une phase précoce de la déformation, avant l'établissement définitif de S2;
- soit être antérieurs à la déformation;
- soit avoir pseudomorphosé des minéraux antérieurs; à ce sujet, on constate que la chlorite contient quelques

* Il s'agit simplement d'une hypothèse pour expliquer l'origine de tels amas.

On ne dispose pas d'éléments permettant de préciser quel phénomène doit être invoqué. (Dans le dernier cas, une seule phase de chloritisation est possible.)

La biotite (verte ou plus rarement brune), peu fréquente, forme des paillettes de taille très variable selon les échantillons, d'orientation généralement quelconque par rapport à S2. Le petit nombre d'échantillons dont on dispose ne permet pas de tirer des informations structurales sérieuses.

En conclusion, le caractère synfolial des micas blancs et des chlorites indique que leur dernière cristallisation est syntectonique. Les chlorites ont été plus sensibles que les micas blancs aux mobilisations syntectoniques car, contrairement à ces derniers, elles sont ubiquistes et, surtout constantes dans les ombres de pression. Cela est d'ailleurs très classique (GRATIER 1984).

2.5 - LA TOURMALINE

Elle est fréquemment segmentée et peut avoir des ombres de pression; elle est donc antécinématique.

2.6 - TEXTURES RÉSULTANT DES CISAILLEMENTS

Macroscopiquement, les roches dépourvues de phyllosilicates ne semblent pas cisailées, mais une texture mylonitique peut apparaître en lame mince. Ceci est notamment vrai pour les roches grenues, (746, 24) et les laves massives: la schistosité n'y est nettement visible qu'à l'échelle microscopique.

Les veines et veinules sont plissées et parfois boudinées. Leur étude systématique et des mesures nombreuses d'orientations et de plissements devraient permettre d'évaluer la compression (certainement très notable!) subie par chaque unité, et peut être de déterminer d'éventuelles répétitions.

L'intersection de deux foliations, matérialisées par deux systèmes de micro-veinules synfoliales de micas blancs (17,78) délimitant des "amandes" non cisailées (KNIPE et WHITE, 1982, p. 140) peut donner l'apparence d'une texture à lapilli soudés (17 à l'affleurement Fig.52).

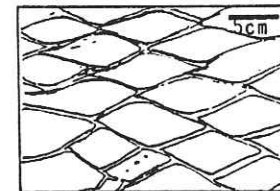


Fig.52: Imitation tectonique d'une texture à lapilli soudés par intersection de deux foliations. (Représentation très schématique de l'affleurement des échantillons n°17 et 64).

2.7 - CONCLUSION

En ce qui concerne les microtextures, on a donc vu que:

- Même dans des roches très cisailées, on distinguait une fractura-tectonique des cristaux (débris groupés permettant de restituer la forme du cristal originel), d'une fragmentation volcanoclastique;

- "l'émoussé" des cristaux de plagioclase est généralement anté-tectonique: soit primaire, acquis à l'occasion de phénomènes de corrosion dans le bain magmatique, soit secondaire, épigénétique;

- l'étude microscopique des ombres de pression (cf description par CHOUKROUNE, 1971 et MALAVIEILLE et al., 1982) doit être soignée: comparé à la composition minéralogique générale de la roche, leur contenu permet de distinguer quels éléments ont été capables de migrer. D'autre part, lorsqu'elles sont volumétriquement importantes (74,749...), elles modifient notablement la texture de la mésostase (acquisition d'une hétérogénéité granulaire évoquant celle des volcanoclastites), mais il a toujours été possible de trouver des secteurs ayant conservé des caractères anté-tectoniques.

B: DEUXIÈME PARTIE

INFLUENCE DES MÉTAMORPHISMES

RÉSUMÉ

Les plagioclases. - Seul l'habitue est primaire. La pseudomorphose est spilitique, principalement albitique sauf pour les roches relativement profondes (filons-couches: Ep + Ab) indiquant une spilitisation plus faible.

Les épidotes. Pour les différentes générations, l'épidote est déterminée et datée relativement à l'aide de critères microtexturaux. (Epidote spilitique, métagénétique tardive non spilitique, régionale).

Les chlorites. - Elles sont parfaitement réhomogénéisées aux cours du métamorphisme régional. Dans les roches mafiques et intermédiaires, leur composition reflète celle de la roche. Les chlorites magnésiennes sont associées aux altérations hydrothermales liées aux minéralisations.

La biotite. Apparaît lors du métamorphisme régional (probablement zone à biotite). Trop peu abondante pour préciser nettement les conditions métamorphiques.

Les carbonates. La génération anté-spilitique est très peu représentée. Une génération abondante est postérieure ou subcontemporaine de la spilitisation: elle est due à une métagénétique carbonatée, largement mais non uniformément répandue.

Les micas blancs. Muscovite et paragonite. La paragonite est spécifique de faciès peralumineux montrant des signes de lessivage hydrothermal intense. La muscovite, de répartition très hétérogène, est fréquente. Ils sont synfoliaux.

Les amphiboles métamorphiques: Elles sont exceptionnelles. L'absence fréquente d'actinote (le minéral mafique est la chlorite) indique un métamorphisme sous pression de CO₂ notable (donc réserves pour l'interprétation de la géochimie).

La tourmaline. Elle est liée à des circulations pneumatolytiques associées à des filons de quartz probablement synchrones de l'intrusion du batholite de Bourlamaque.

1 - INTRODUCTION ET GÉNÉRALITÉS SUR LES MINÉRAUX DU MÉTAMORPHISME

Pour l'Abitibi méridional, une chronologie des différents métamorphismes est fournie dans la synthèse de DIMROTH et al. (1982,1983).

L'étude des associations minéralogiques n'est pas discriminante car les volcanites de la région ont subi à deux reprises, un métamorphisme de faciès schistes verts (défini par ESKOLA, 1939).

Le premier est synvolcanique: il s'agit d'un métamorphisme océanique (ou spilitisation). Il provoque une altération intime et générale des volcanites.

Le second est syncinématique (kénoréen). C'est un métamorphisme allant, selon les régions, du faciès prehnite -pumpellyite au faciès amphibolite s.s. Dans l'ensemble de la ceinture de l'Abitibi, le faciès schistes verts prédomine largement.

De plus, avant la phase kénoréenne, les volcanites ont subi, (cette fois localement), d'autres transformations métamorphiques dont la datation est encore imprécise.

- d'une part certaines recristallisations dues au métamorphisme de contact autour des plutons syn à tardivolcaniques. (*)

- d'autre part d'intenses altérations généralement siliceuses ou potassiques liées à des circulations hydrothermales et parfois associées à des minéralisations. En outre, on a localement mais fréquemment la preuve d'apports de carbonates, de tourmaline...

Afin de préciser les conditions des métamorphismes et des altérations, nous étudierons séparément les différents minéraux de l'association observée. Un paragraphe est réservé à l'altération récente des roches à l'échelle macroscopique, car elle rend délicate leur identification.

1 - Minéraux d'origine magmatique. A l'exception de quelques espèces particulièrement peu sensibles aux altérations métamorphiques (apatite, certains minéraux opaques...), tous les minéraux magmatiques ont été plus ou moins déstabilisés. Par contre, sauf dans le cas de recristallisations métamorphiques ou de cisaillements intenses, les textures magmatiques sont généralement conservées, "en filigrane": on reconnaît par exemple à sa forme un ancien microphénocrystal magmatique de plagioclase, même s'il a été totalement pseudomorphosé par une association minérale dépourvue de plagioclase.

(*) Les plutons syn et post cinématiques ont également cornéifié leur encaissant; ils ne nous intéressent pas car nous n'en avons pas d'exemples sur le terrain.

2 - Minéraux d'origine métamorphique et hydrothermale. Un minéral (primaire ou secondaire), ou un verre peuvent être remplacés, au cours d'un métamorphisme ou d'un hydrothermalisme, par une association minérale dont la nature dépend des conditions physicochimiques régnantes: elle peut suggérer la composition chimique originelle du verre ou du minéral, et éventuellement fournir des informations sur les fluides synmétamorphes (lors d'une percolation métagénétique), ou hydrothermaux. De tels fluides sont généralement chargés d'éléments et de composés chimiques qui peuvent:

- soit se substituer aux composés de la roche, par exemple par échange d'ions entre le fluide et le solide; ces échanges sont plus ou moins poussés selon la nature des fluides et leur capacité d'action; on invoque ce phénomène lors de l'albitisation totale d'un plagioclase;
- soit former, par apports extérieurs, sans contribution notable de la roche, de nouveaux minéraux qui s'ajoutent à l'association antérieure (ex: tourmaline, éventuellement micas blancs, carbonates, sulfures).

Enfin, sous l'effet de contraintes mécaniques ou/et thermiques, des phénomènes de dissolution - recristallisation peuvent modifier la texture et la position de certains minéraux au sein de la roche. Par ordre de sensibilité décroissante à ces phénomènes, GRATIER (1984) (*) donne: quartz, calcite, dolomite, puis chlorites, feldspaths, amphibole, pyroxènes, et enfin, biotite, muscovite, minéraux opaques.

En se fondant sur des critères minéralogiques et texturaux on précise, pour chaque minéral étudié, les conditions de sa formation en retenant qu'une même espèce a pu cristalliser au cours d'épisodes différents.

En conclusion de ce chapitre, on précise la nature des principales phases métamorphiques et hydrothermales.

2 - LES MINÉRAUX DU GROUPE DE L'ÉPIDOTE

2.1 - RECONNAISSANCE ET DISTINCTIONS (**)

En lame mince, lorsqu'on ne dispose que de plages micro - ou parfois cryptocristallines d'épidote s.l., il est difficile de déterminer sans microsonde de quelle espèce il s'agit. La distinction est cependant importante pour établir les paragenèses métamorphiques. Voici donc les critères que nous avons employés:

Si l'on considère à part les zoïsites (orthorhombiques, optiquement positives, non ferrifères, incolores et de biréfringence faible), conformément à l'usage adopté par DEER et al. (1962) nous appellerons clinozoïsites les minéraux du groupe de l'épidote non ou

(*) Il fait remarquer que cette classification étant très schématique, l'ordre peut notamment être modifié par les concentrations relatives des minéraux concernés dans la solution lors de la déformation.

(**) L'Allanite est signalée, très accessoirement.

peu ferrifères, optiquement positifs, et épidotes s.s. les minéraux du groupe de l'épidote plus riches en fer, et optiquement négatifs (parfois appelés pistachites). Le terme épidote s.l. désignera les minéraux du groupe de l'épidote en général, ou une espèce particulière mais sans détermination plus précise.

Les indices de réfraction et la biréfringence des épidotes s.l. croissent avec leur teneur en fer. Les teintes vives ("manteau d'Arlequin") sont donc caractéristiques des épidotes s.s. nettement ferrifères (elles sont colorées en lame mince). Les teintes anormales bleutées sont, sauf dans des cas d'orientation optique particulière (**), typiques des espèces peu ou non ferrifères (zoïsite et clinozoïsite) incolores ou quasi-incolores. Cependant, la clinozoïsite (optiquement positive) et l'épidote s.s. (optiquement négative) forment une série continue: dans la zone de transition, la nature exacte de certaines espèces presque incolores, de biréfringence faible (jaune du premier ordre) ne peut être précisée sans détermination du signe optique, généralement (et encore plus dans notre cas) difficile à obtenir.

2.2. - COMPOSITION CHIMIQUE DES ÉPIDOTES (voir les tableaux d'analyses en annexe).

En dehors de la zoïsite, non ou très peu ferrifère, les limites de compositions chimiques des différentes espèces d'épidotes s.l. sont assez mal définies. Du point de vue des teneurs en Fe₂O₃, les plages de composition relevées pour les analyses données par DEER et al. (1962) sont:

- Zoïsite : 0,34 - 1,75 %
- Clinozoïsite : (0,61) - 4,13 - 7,57 %
- Epidote s.s. : 8,88 - 23,42 %.

Dans huit échantillons pétrographiquement différents, on a analysé à la microsonde les différents types d'épidotes s.l. observés en lame mince, pour lesquels les teintes de polarisation (généralement le seul caractère observable), laissaient supposer des compositions chimiques différentes. On dispose donc d'une quarantaine d'analyses représentant une vingtaine de sections. Elles ont permis les observations suivantes:

- Il n'y a pas de zoïsite.

- L'épidote s.s. (teintes de polarisation vives) a des teneurs en Fe₂O₃ variant de 9 à 13 %, exceptionnellement 6,7 % (éch. n° 27). Il n'y a donc pas d'épidote s.s. franchement ferrifère (en lame mince, les épidotes colorées* sont d'ailleurs rares).

- Les analyses des épidotes s.l. sélectionnées pour leurs teintes de polarisation gris-bleuté (a priori, des zoïsites ou des clinozoïsites***) confirment bien que le critère "teinte de polarisation" est effectivement très peu sûr lorsque l'on ne dispose pas de plages de très bonne qualité: les teneurs en Fe₂O₃ y varient de 4,1 à 12 % !

(*) - En lumière "naturelle" (polarisée une fois).

(**) - sections normales ou quasi-normales à un axe optique. Pour cette raison, la détermination d'une clinozoïsite sur la simple observation de teintes anormales bleutées en LPA ne peut être considérée comme sûre que si l'on dispose d'un suffisamment grand nombre de grains présentant ce caractère. Cette erreur regrettable est fréquemment commise lorsque les pourcentages relatifs de deux espèces distinctes d'épidote s.l. coexistants dans un échantillon sont évalués sur la simple observation des teintes de polarisation.

(***) - compte tenu des réserves faites en (**).

- Il existe de grandes variations de composition chimique à l'intérieur d'une même plage apparemment homogène (éch. n° 39 : point 77, 9,1% de Fe₂O₃; point 78, 11,6 %).

- A fortiori, ces variations sont plus grandes à l'intérieur d'une lame mince (éch. n° 39 : 8,8 à 12,6 % de Fe₂O₃).

- Les différences de composition soulignent les localisations (et peut-être les générations) différentes d'épidotes s.l.; c'est nettement le cas pour l'échantillon n° 27 :

- l'épidote s.l. microcristalline très nuageuse se trouve uniquement dans la matrice, dont elle représente 60 % du volume; elle a de 4,1 à 7,7 % de Fe₂O₃;
- l'épidote s.s. largement cristalline, de teintes de polarisation vives, est localisée dans les amygdales; elle a de 8,30 à 12,6 % de Fe₂O₃.

La première aurait, au moins partiellement, cristallisé à partir de la matrice microcristalline (notamment plagioclasique); sa teneur en fer serait, pour une part, déterminée par la composition chimique de la roche. Quant à la seconde, elle aurait rempli des vésicules à l'occasion de percolations hydrothermales; sa composition serait alors subordonnée à la nature des éléments en solution dans les fluides.

2.3. - ÉPIDOTES S.L. NUAGEUSES

Lorsque l'observation en lame mince est faite en lumière naturelle parallèle* à faible grossissement, on remarque parfois, notamment en pseudomorphose d'anciens phénocristaux de plagioclase, des plages très sombres. L'observation à fort grossissement en lumière convergente (angles d'incidence multiples) permet leur reconnaissance: On constate qu'elles sont constituées d'un assemblage micro à cryptocristallin de particules de même nature (groupe de l'épidote **), mais d'orientations quelconques; en lumière parallèle, cet arrangement produit de multiples réflexions et réflexions internes; Il en résulte que la plage polycristalline prend une apparence nuageuse à quasi-opaque.

Dans ces conditions la distinction entre épidote s.s., clinozoïsite, et zoïsite, est difficile et sujette à caution. Le seul critère utilisable est la présence ou l'absence de teintes de polarisation anormales qui permet statistiquement de différencier, dans le groupe de l'épidote, les minéraux peu ou non ferrifères des minéraux ferrifères, sans plus de précisions. Une telle observation est d'ailleurs peu sûre.

A notre connaissance, on n'a jamais observé d'épidote s.l. fraîche présentant ce caractère. Il est donc vraisemblable que l'acquisition d'une telle texture résulte d'une action métamorphique (destabilisation) sur des plages initialement limpides, (non nuageuses). A l'appui de cette hypothèse, signalons que le caractère nuageux est en général mieux exprimé dans les plages déjà finement cristallines que dans les cristaux massifs: en effet, l'énergie libre des grands cristaux étant moins élevée que celle des petits grains, la destabilisation métamorphique des premiers est plus difficile que celle des seconds.

Sur le terrain, la répartition des épidotes s.l. nuageuses est quelconque: l'intrusion voisine du batholite de Bourlamaque n'est donc pas la cause première de cette destabilisation.

(*) Lumière naturelle = lumière polarisée une fois.

(**) On évite notamment la confusion avec le leucoxène, dont la biréfringence donne toujours des teintes des ordres supérieurs.

Les problèmes de recristallisation métamorphique (notamment la nucléation et la taille des cristaux) ont fait l'objet de nombreuses études thermodynamiques. Une bonne synthèse est faite par SPRY (1969). Ici, des matériaux plus abondants et plus variés seraient nécessaires pour préciser l'origine de cette destabilisation. Il est cependant probable que, si un métamorphisme (à préciser !) induit le caractère nuageux, un métamorphisme plus intense pourra, éventuellement, produire une restauration totale de plages nuageuses, qui deviendront alors limpides.

La datation relative de l'apparition ou de la restauration de différentes générations d'épidote s.l. peut être fondée sur la présence d'un éventuel caractère nuageux de ces minéraux. Si l'on observe, dans une même lame mince, des plages d'épidote très nuageuses et d'autres limpides, il est vraisemblable que les premières, qui ont subi une destabilisation métamorphique, sont antérieures aux secondes. Les plages limpides, soit n'ont pas été affectées par ce phénomène car elles lui sont postérieures, soit résultent de la restauration totale d'anciennes épidotes s.l.

Bien entendu, des réserves sont nécessaires. Ce critère paraît cependant utilisable lorsque les deux types d'épidote coexistent. Il suggère alors que le caractère nuageux est acquis avant le métamorphisme régional, dernière phase métamorphique recensée, au cours duquel cristalliserait la dernière génération, limpide, d'épidotes s.l.

Dans la mesure où des déterminations sont possibles, on constate également que les plages d'épidote nuageuse sont le plus souvent constituées d'une épidote peu ferrifère (clinozoïsite probable).

Selon ROSE et BURT (1979, p. 195), la clinozoïsite, contrairement à l'épidote s.s., n'est pas stable à de fortes pressions de CO₂. Le caractère nuageux indiquerait un début de destabilisation des plages de clinozoïsite, que l'on propose d'attribuer à un métamorphisme riche en CO₂ : ce pourrait être la phase hydrothermale carbonatée, dont on a d'ailleurs fréquemment la preuve (voir carbonates, III-B-6).

2.4 - RÉPARTITION ET TEXTURE DES ÉPIDOTES s.l.

En lame mince, l'épidote s.l. peut se présenter avec des habitus variés. On les a groupés en 3 types principaux ayant des origines géologiquement et chronologiquement différentes.

Type 1. - L'épidote s.l. est microgranoblastique, souvent nuageuse. Elle a une répartition parfaitement uniforme à l'intérieur d'une même unité. On ne décèle pas sa présence sur le terrain:

- a - elle forme une fine granulation (X à 10X microns) répandue uniformément dans la mésostase de la roche. Son abondance est croissante des faciès felsiques (dacites) aux faciès mafiques (basaltes). Sauf exception (35), elle semble absente des rhyolites.
- b - par une granulation fine à moyenne, elle participe à l'altération de tous les phénocristaux de feldspath* d'un faciès (saussuritisation). Contre toute attente, cette altération des plagioclases n'est pas caractéristique des faciès mafiques, mais de certaines microdiorites peu quartziques (11, 19, 20, 85, 88)

* Dont la couronne externe est souvent albitique ou siliceuse.

De telles épidotes s.l., étant donné leur répartition uniforme à toutes les échelles, se sont formées au cours d'un métamorphisme très pénétratif, c'est à dire soit lors de la spilitisation (=hydrothermalisme océanique), soit lors du métamorphisme régional. Etant souvent nuageuses, elles sont vraisemblablement antérieures au métamorphisme régional, et donc attribuables à la spilitisation.

Dans ces deux cas, la présence d'épidote s.l. est représentative de la composition chimique primaire de la roche. Dans le premier, une association microgranoblastique intime $\pm \text{Ep} \pm \text{Cz} \pm \text{Ch} \pm \text{Lx} \pm \text{Qz}$ résulte de la recristallisation de verres volcaniques mafiques ou intermédiaires. Dans le second, l'épidote s.l. en altération du plagioclase indique, pour celui-ci, une composition primaire relativement calcique, mais le contraire n'est pas vrai : en effet, nous verrons ("feldspaths" et "spilitisation") que, si des conditions d'altération d'intensité moyenne saussuritisent un plagioclase de composition donnée, une altération plus poussée produit son albitisation.

On constate d'ailleurs que le type 1 se manifeste plus spécifiquement dans les filon-couches intermédiaires que dans les laves mafiques en coussins, nettement plus superficielles que les premiers. Cette distinction évoque les différentes paragenèses d'altération hydrothermale décrites par MOTT (1983) : la première à $\text{Ch} + \text{Qz} + \text{Ab}$ indique un lessivage poussé dans une roche relativement perméable, plutôt proche du contact eau de mer-roche; la seconde, à $\text{Ch} + \text{Ep} + \text{Ab} + \text{Ac}$, caractérise un lessivage moins important et donc, généralement, une plus grande profondeur.

Type 2. - L'épidote s.l. forme des plages de taille et de grain très variables dont la répartition à toutes les échelles d'observation est très hétérogène. Elle peut être nuageuse.

- a - On l'observe, dans la matrice de la roche, en amas où la cristallisation peut être banale... ou flabelliforme (54), en noeuds papillon (732) ou radiaire, éventuellement centrée sur un noyau (leucoxène, allanite, chlorite : 23, 54, 58).
- b - elle forme des masses polycristallines dont la forme rectangulaire suggère la pseudomorphose d'anciens phénocristaux (plagioclase : 1, amphibole : 739). Tous les cristaux d'un échantillon donné ne subissent pas une telle pseudomorphose.
- c - elle constitue des masses de forme quelconque, microcristallines, poecilites, incluant des grains de quartz de la matrice (7, 44, 53).
- d - elle participe au remplissage d'amygdales (27).

La répartition très hétérogène de ces épidotes s.l. suggère une épidotisation secondaire peu pénétrative de la roche. Elles remplissent d'ailleurs souvent des veines, suggérant une alimentation par des fluides correspondant peut-être à la mobilisation d'épidotes s.l. précoces (spilitiques ?). Elles peuvent présenter des textures flabelliformes, etc., typiques d'une cristallisation sans contraintes mécaniques. Elles ont également des ombres de pression précisant leur origine antétectonique.

Type 3. - L'épidote, s.s. uniquement, qui est, dans ce cas, toujours limpide, apparaît de façon non fortuite :

- a - au contact entre des amas de carbonates et la matrice chloriteuse de la roche (59).

* Chapitres III-B-3 et III-C-1.

- b - en remplacement partiel de plages d'épidote nuageuse (espèce mal déterminée, mais probablement de la clinozoïsite) : Fig. 53.

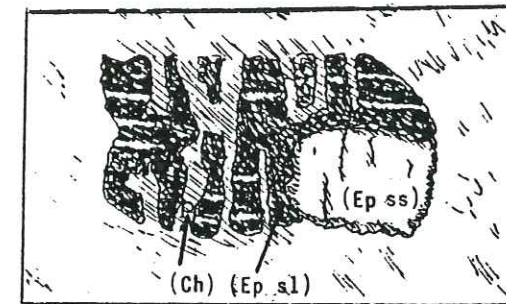


Fig. 53 Fantôme de microphénocristal de plagioclase épidotisé et chloritisé. La granulation sombre est de l'épidote s.l. qui forme des plages séparées par des zones de chlorite cryptocristalline. L'épidote nuageuse est localement restaurée ou remplacée par de l'épidote s.s. limpide (génération plus récente). (Ech. n°19, X60, L.N. Dessin d'après photo M.G.).

La nature de l'épidote formée est déterminée essentiellement par les conditions métamorphiques.

Les épidotes de types 3, étant de dernière génération, sont attribuées au métamorphisme régional. Il est intéressant de noter que l'épidote véritablement formée au cours de cette phase est très peu abondante; d'autre part, il s'agit uniquement d'épidote s.s., d'ailleurs peu ferrifère.

2.5 - En conclusion, les épidotes s.l. sont, soit des clinozoïsites relativement ferrifères (3 à 4 % Fe_2O_3), soit des épidotes s.s. peu ferrifères (8 à 12 % Fe_2O_3).

L'épidote s.l. peut subir, sous l'effet probable d'un hydrothermalisme carbonaté, postérieur à la spilitisation mais antérieur au métamorphisme régional, une "microcristallinisation" lui donnant un aspect nuageux. La présence ou l'absence de ce caractère permet éventuellement d'établir une chronologie d'apparition de différentes générations d'épidote. On distingue chronologiquement :

- 1 - Des épidotes s.l. spilitiques héritées qui sont généralement nuageuses. Pour des roches de compositions chimiques voisines, une spilitisation ne produisant pas ou peu d'épidote s.l. serait plus active qu'une spilitisation en produisant beaucoup (cf. MOTT, 1983).
- 2 - Des épidotes s.l., secondaires ou mobilisées au cours d'une phase hydrothermale.
- 3 - Une phase hydrothermale carbonatée (postérieure ou synchrone de 2 ?), pouvant conférer un caractère nuageux aux épidotes s.l. cristallisées antérieurement.
- 4 - Le métamorphisme régional qui, éventuellement, restaure ou mobilise les épidotes s.l. héritées des anciennes générations.

3 - LES PLAGIOCLASES

Les plagioclases étaient initialement les minéraux les plus répandus de nos roches magmatiques. Ils ont subi une altération totale dont ce paragraphe a pour objet d'étudier la nature. Les phénocristaux et les microlites constituent des reliques texturales dont les caractères morphologiques, considérés comme primaires, ont été étudiés en détail pour chaque faciès pétrographique. Dans la matrice, outre les microlites, du plagioclase microcristallin pouvait être présent.

3.1 - COMPOSITION ACTUELLE DES PLAGIOCLASES.

La composition des plagioclases présents (matrice et cristaux automorphes) a été déterminée à la microsonde. Lorsque le grain était suffisamment grossier, des mesures systématiques ont été faites* suivant la méthode de Tsuboi : elles confirment les analyses à la microsonde (voir annexe n°5).

Tous les plagioclases ont une composition voisine, à savoir : An 0,4-2,3 %, Or 0-0,4 %. Il s'agit d'albite presque pure. Cette identité de composition dans tous les faciès quelle que soit leur nature pétrographique suggère que le plagioclase présent actuellement est d'origine métamorphique. C'est la raison pour laquelle l'albite est considérée comme un minéral de remplacement des plagioclases, au même titre que l'épidote, etc.

3.2 - ALTÉRATION DES PLAGIOCLASES PRIMAIRES.

On n'a donc pas de plagioclases primaires relictuels. Les reliques texturales que l'on observe (grands cristaux automorphes, microlites) sont des pseudomorphoses constituées, soit d'une véritable paragenèse d'altération du plagioclase magmatique, soit, ce qui est le plus courant, d'une association minérale acquise progressivement, au cours des phases d'altération successives.

Comme l'ont suggéré ROSE et BURT (1979), l'étude de la nature des minéraux pseudomorphosant les plagioclases primaires peut fournir des éléments intéressants sur les conditions de métamorphisme et d'hydrothermalisme, la chronologie de ces phénomènes, la composition des protolites, etc.

Les pseudomorphoses peuvent montrer, en proportions variables, les minéraux suivants par ordre d'abondance décroissante : albite, épidote s.s. et clinozoïsite (limpides ou nuageuses), micas blancs, chlorites, quartz, calcite, kaolinite et, exceptionnellement, biotite, actinote, leucoxène (anatase, etc.).

Nous donnons ci-dessous les caractères et l'origine probable de ces différents minéraux.

3.2.1 - Albite.

Sauf pour quelques cas d'épidotisation, de muscovitisation ou de silicification, l'albite constitue la base de toutes les pseudomorphoses de plagioclases. Le problème de l'albite dans les roches mafiques et felsiques est à l'origine de toutes les discussions concernant les roches spilitiques.

Dans les chapitres I et II, on a pris pour acquis que les plagioclases avaient été albitisés secondairement. Cette hypothèse correspond

* Au microscope optique.

aux idées actuellement les plus vraisemblables pour expliquer l'origine des spilitites. On élimine en effet facilement l'hypothèse d'une albite primaire magmatique car :

- certains plagioclases montrent des altérations (épidote, chlorite) indiquant la présence de calcium avant et au cours de celles-ci;
- les plagioclases de la bordure du batholite de Bourlamaque (lui-même cogénétique des laves de la formation de Val d'Or) sont également albitiques; par contre, d'après CAMPIGLIO (1977), ils sont plus calciques (An 50) vers le cœur de l'intrusion, soulignant bien que l'albitisation des zones périphériques de ce massif est due à un phénomène métamorphique.

L'alcalinisation totale des cristaux de plagioclase implique une métasomatose sodique importante, peu vraisemblable au cours du métamorphisme régional considéré comme topochimique (CAMPIGLIO, 1977), mais tout à fait plausible lors d'un hydrothermalisme de type océanique, auquel on attribue la spilitisation. Sans preuves expérimentales ni bibliographiques, SOLER (1980) fait remarquer que la température des fluides nécessaire pour une telle transformation ne permet pas, a priori, d'envisager son accomplissement parfait dans les milieux froids. Cette affirmation nous paraît justifiée, et pour expliquer le départ presque total du calcium des plagioclases, il faut supposer que l'hydrothermalisme océanique était subsynchrone de la mise en place des volcanites et plutonites, dont la température était encore élevée.*

Outre les phénomènes métasomatiques, la transformation topochimique de plagioclases suivant la réaction générale plagioclase → épidote s.l. + albite peut également faire apparaître de l'albite.

Le caractère strictement albitique (hypocalcique et hypopotassique) des plagioclases est donc intéressant car :

- Il permet de fixer approximativement la limite des conditions métamorphiques vers les hautes températures, avant l'hiatus de composition An2-An17 des plagioclases = métamorphiques marquant la transition schistes verts - amphibolites. Ceci est vrai pour les grands cristaux mais aussi, évidemment, pour l'albite microblastique de recristallisation de la matrice.

- La richesse en Na et la pauvreté en K du plagioclase, générale pour la plupart des faciès, reflète une sodification et une dépotassification relative des roches que la géochimie confirmera et permettra de quantifier. Cette altération métasomatique intime présente les caractères de l'hydrothermalisme océanique actuel, et ceux des percolations responsables des spilitites.

3.2.2. Clinozoïsite et épidote s.s.

On distingue trois types d'épidote s.l. en altération des plagioclases; chaque type a une origine différente.

a) L'épidote s.s. et, accessoirement, la clinozoïsite, peuvent être rencontrées en monocristaux ou en petits amas microgranoblastiques dispersés au hasard, indifféremment dans la matrice de la roche et dans les pseudomorphoses albitiques de plagioclases. L'habitus des grains non fonction de leur localisation, et leur répartition quelconque suggèrent que ces minéraux se sont développés uniformément à l'occasion d'une néoformation métamorphique, elle-même étant postérieure à l'albitisation des plagioclases (spilitique). On l'attribue donc au métamorphisme régional kénoréen.

* mais lors du métamorphisme régional, sous les conditions de température du métamorphisme de faciès schistes-verts, cette transformation est évidemment possible, si la chimie le permet.

b) De l'épidote s.s. limpide pseudomorphose quelques cristaux de plagioclase dans un échantillon (quelle que soit sa nature pétrographique). Si la pseudomorphose est partielle, le reste du cristal est albitique, comme d'ailleurs tous les cristaux non affectés par une telle épidotisation. Un tel remplacement est dû à une néoformation tardive (épidote limpide) et localisée d'épidote. Elle est vraisemblablement alimentée par les veines d'épidote obliques à S0 et S2 et plissées que l'on observe à l'affleurement.

c) De l'épidote s.l. microgranulaire nuageuse participe, avec la chlorite, à une pseudomorphose totale de tous les cristaux de plagioclase de certaines microdiorites quartziques (voir "épidotes" type 1b). Le calcium primaire est fixé dans l'épidote lors de la pseudomorphose, ou est échangé pour du magnésium (formation de chlorite). Comme nous l'avons vu, une telle altération est vraisemblablement produite par une spilitisation peu active *; elle permet d'évaluer la composition, relativement calcique, du plagioclase primaire, et diffère de l'albitisation totale des plagioclases (dans les laves en coussins notamment), au contact de l'eau de mer **.

3.2.3. Muscovite

a) Lorsqu'on observe quelques petites lamelles de muscovite disséminées dans le cristal d'albite automorphe, on considère généralement que leur néoformation métamorphique correspond à la redistribution des faibles quantités de potassium contenues initialement dans le plagioclase.

b) La muscovite est, avec le quartz, un constituant majeur des pseudomorphoses de plagioclases dans les zones affectées par un hydrothermalisme potassique intense. La répartition de ces zones est très hétérogène. Une telle métasomatose lessive d'ailleurs le sodium et le calcium (notamment) car l'albite et l'épidote disparaissent. Bien que l'on n'ait pas de preuves, il est possible, comme c'est souvent le cas dans les halos d'altération de certaines minéralisations liées au volcanisme (ROSE et BURT, 1979) que le feldspath ait été dans un premier temps adularisé (au cours de l'hydrothermalisme potassique) et, ultérieurement (au cours du métamorphisme régional?) pseudomorphé par la muscovite.

3.2.4 - Chlorites

a) Dans toutes les roches qui en contiennent, les fines paillettes de chlorite ont été uniformément disséminées dans la matrice comme dans les pseudomorphoses de plagioclase par action du métamorphisme régional.

b) La chlorite peut également apparaître en altération de plagioclases par substitution du magnésium apporté par des fluides hydrothermaux d'origine marine au calcium primaire. Cette altération est notamment observée lorsque l'épidotisation spilitique des plagioclases est poussée: la chlorite envahit le feldspath (comme d'ailleurs la matrice de la roche), formant un fond cryptocristallin entre les plages d'épidote (fig. 53).

* Par exemple en profondeur, dans les zones d'amortissement de ce phénomène, où se trouvent, notamment, les filon-couches.

** Il subsiste cependant des contradictions: par exemple, les plagioclases de la périphérie du batholite de Bourlameque qui appartiennent pourtant à des roches mises en place en profondeur sont albitisés.

c) De petits amas globuleux (10 microns à 10xXmicrons) sont allongés suivant des plans de macle et de clivage. Ils pourraient remplacer des inclusions de verre volcanique piégées au cours de la croissance du cristal primaire.

3.2.5 - Quartz

a) La muscovitisation et l'épidotisation des feldspaths libèrent du quartz qui, soit participe à la pseudomorphose, soit migre dans la matrice.

b) Dans les roches ayant subi un hydrothermalisme siliceux fort (à proximité des minéralisations), le feldspath est pseudomorphosé par du quartz. Comme le montrent les Fig. 54 et 55, un tel remplacement est progressif. Il semble (fig 54) que le plagioclase avait été précocement albitisé avant de subir la silicification.



Fig. 54 éch. n°48; x180, nicols croisés.

Fig. 55 éch. n°736; x320 nicols croisés.



Dessins d'après photos (M.G.).

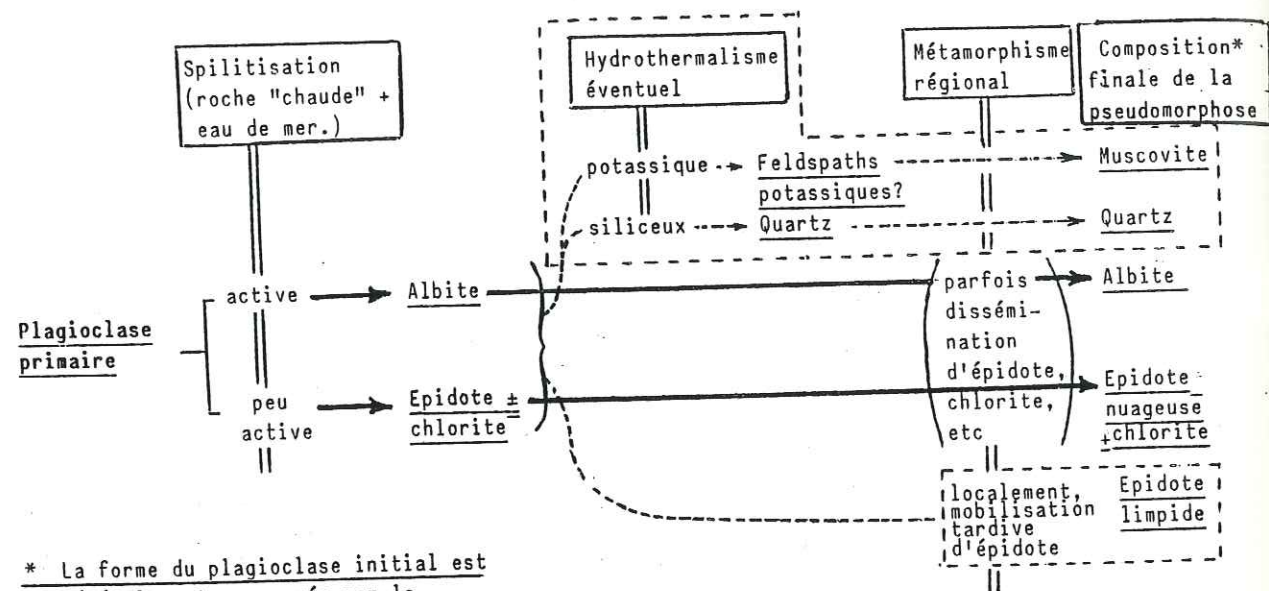
Effets progressifs de la silicification des pseudomorphoses albitiques de plagioclases. Fig. 54 : L'albite est localement remplacée par des flaqes de quartz qui détruisent sa structure (les macles albite sont antérieures à ce remplacement, donc spilitiques, et non de métamorphisme général). Fig. 55 : Lorsque la silicification est poussée, la pseudomorphose du feldspath par le quartz est totale, mais la forme du cristal primaire est encore conservée.

3.2.6 - Calcite

La calcite n'est présente, en flaqes, dans les pseudomorphoses de plagioclases que lorsqu'on l'observe également disséminée, dans la matrice de la roche. Dans les unes et dans les autres, elle a d'ailleurs des habitus tout à fait semblables. Pour cette raison, elle a probablement été mobilisée et disséminée au cours du métamorphisme régional (voir calcite III B) et ne constitue pas véritablement un minéral d'altération des plagioclases.

3.2.7 - Biotite et actinote sont rencontrées très exceptionnellement. Elles ont dû cristalliser lors des néoformations du métamorphisme régional.

3.3 - En conclusion, l'évolution d'un phénocrystal primaire de plagioclase (probablement oligoclase à labrador selon la composition de la roche), peut être résumée comme suit:



* La forme du plagioclase initial est généralement conservée par la pseudomorphose.

Fig. 56: Résumé des évolutions possibles d'un phénocrystal de plagioclase au cours des différentes phases d'altération.

4 - LES CHLORITES

Des lamelles de chlorite sont présentes, sauf très exceptionnellement, dans tous les faciès. On les observe, avec des habitus divers, dans une grande variété de positions pétrographiques (dispersées, interstitielles, en amygdales, en veinules, en inclusions dans d'autres minéraux, etc.). Leurs origines seront discutées à la fin de ce chapitre.

4.1 - LOCALISATION DES CHLORITES

4.1.1 - Chlorite dispersée dans le "fond" de la roche

Dans les laves mafiques et intermédiaires de grain fin et homogène, peu cisaillées, la chlorite participe uniformément au fond microcristallin de la roche. Dans des roches de même composition mais de texture plus hétérogène, telles certaines laves ou pyroclastites, ou dans des faciès plus fortement cisaillés, ce minéral forme des nids plus ou moins étirés, des veinules ou des réseaux de veinules anastomosées, grossièrement synfoliales, entourant les cristaux et les fragments.

On observe fréquemment, en inclusion dans la chlorite de la matrice, une très fine ponctuation ($\varnothing \leq 20$ microns) de minéraux opaques ou de leucoxène, uniformément répartie à l'échelle de la lame mince*.

De telles chlorites participant intimement à la matrice des roches intermédiaires et mafiques sont issues de la recristallisation de leur mésostase vitreuse ou cryptocristalline. La chloritisation du verre volcanique libère notamment du titane qui s'exprime, en milieu calcique, sous la forme d'une fine ponctuation de leucoxène, et de la silice qui se manifeste (même dans les basaltes), par des grains de quartz ($\varnothing \leq 50$ microns).

En outre, dans les chlorites microcristallines, des amas circonscrits d'aiguilles de rutile peuvent témoigner de l'altération d'un minéral opaque ferro-titané primaire.

Le caractère synfolial de ces chlorites indique que leur ultime cristallisation est syntectonique. A la faveur de la destabilisation

* Avec réserves, ce caractère peut permettre de distinguer les chlorites de recristallisation de la mésostase de celles ayant une autre origine (ce n'est pas une condition nécessaire!)

due au métamorphisme régional, des micropaillettes (quelques microns) sont uniformément disséminées dans la roche (matrice, cristaux de plagioclase).

En outre, la chlorite se manifeste également dans les ombres de pression des cristaux et des fragments. Elle y forme des paillettes synfoliales, obliques par rapport à la surface de l'élément dur, et souvent associées à du quartz; elle est alors toujours dépourvue de leucoxène: il est vraisemblable qu'elle a pu cristalliser dans cette position grâce à une migration d'éléments chimiques sous l'effet des contraintes tectoniques et métamorphiques.

4.1.2 - Chlorite en amas localisés: on observe parfois des amas subrectangulaires ou losangiques de paillettes de chlorite.

Dans des roches felsiques (54), ils se détachent nettement sur la matrice quartzo-feldspathique. Il s'agit de fantômes de minéraux ferromagnésiens automorphes où l'on discerne d'ailleurs parfois la trace d'anciens clivages à 124° d'amphiboles (soulignés par une ponctuation opaque).

Pour certaines roches intermédiaires-mafiques, le problème a déjà été discuté (dans le cas des andésites 38,39,40): les plages de chlorite, contrairement au reste de la matrice, sont totalement dépourvues de minéraux opaques et de leucoxène. On a suggéré qu'il s'agissait de fantômes de microphénocristaux essentiellement magnésiens (peu ferri-fères ni titanés) (fig.24).

4.2 - NATURE ET COMPOSITION DES CHLORITES (Tableau 2 et Figure 57)

Le problème de la détermination des chlorites est discuté en annexe, où leurs caractères optiques sont mis en rapport avec les analyses chimiques fournies par la microsonde. En dépit d'assez grandes différences optiques, toutes les chlorites analysées à deux exceptions près (pseudothuringite et pynochlorite) sont des ripidolites d'après la classification de HEY (1954, Fig 57.). D'après cette classification, toutes devraient être optiquement positives, ce qui n'est pas le cas (*). Pratiquement, dans le cas particulier des ripidolites étudiées, on constate que celles présentant des teintes anormales bleues à violettes entre nicols croisés sont plus ferri-fères ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 31$ à 37%) que celles ayant des teintes kaki-bronze ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 22$ à 24%). Les chlorites grises entre nicols croisés et incolores en lumière naturelle sont plus magnésiennes ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 16$ à 18%).

TABLEAU N°2
COMPOSITIONS CHIMIQUES MOYENNES DES CHLORITES

Ech.	10	11	14	17	27	32	39	49	54	61	63	745	750	757
nombre d'analyses	4	2	7	5	2	4	8	4	9	2	1	3	4	1
SiO ₂	24.58	25.80	25.38	23.82	26.73	24.05	26.70	26.27	24.27	26.44	23.10	28.47	26.16	26.17
Al ₂ O ₃	24.25	21.74	23.63	23.84	22.29	23.71	21.20	22.96	23.15	24.29	23.91	21.34	21.73	21.74
Fe ₂ O ₃	26.74	22.00	22.11	26.25	19.45	28.59	20.07	21.87	28.20	13.27	33.58	15.39	18.25	18.25
MgO	0.21	0.36	0.28	0.21	19.17	0.18	0.24	0.27	0.24	22.00	8.90	21.57	20.54	20.54
CaO	0.68	0.05	0.08	0.03	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.03	0.13	0.04	0.05
Na ₂ O	0	0.01	0.07	0.03	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01
K ₂ O	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	0	0.03	0.01	0.02	0.01	0	0.07	0.03	0
TiO ₂	0.08	0.01	0.24	0.09	0.11	0.05	0.15	0.08	0.03	0.03	0.04	0.13	0.04	0.06
MnO	0.21	0.36	0.28	0.21	0.12	0.18	0.24	0.27	0.24	0.09	0.02	0.26	0.22	0.22
OR	11.59	11.60	11.70	11.28	11.81	11.34	11.83	11.85	11.35	11.98	11.13	12.02	11.72	11.72
Total	101.56	99.53	100.27	98.74	99.76	100.29	100.75	101.23	100.20	98.15	100.76	99.58	98.75	98.76

* Pour les minéraux très faiblement biréfringents et ceux pour lesquels $2V \sim 90^\circ$, le signe optique n'est pas un caractère immuable: les indices de réfraction, donc le signe optique, dépendent de la composition chimique. Une variation minime de cette dernière suffit donc parfois à inverser le signe optique: c'est le cas, notamment, pour les chlorites.

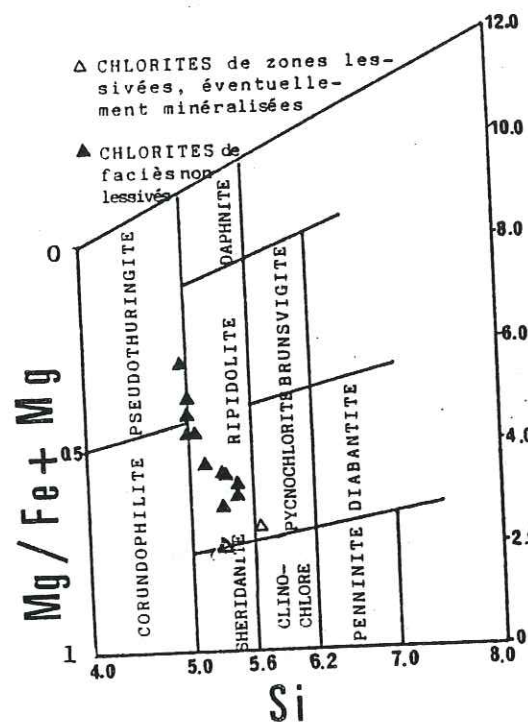


Fig. 57 Diagramme de classification des chlorites, (d'après HEY, 1954).

4.3 - INTERPRÉTATIONS DE LA COMPOSITION DES CHLORITES

Plusieurs facteurs ont pu intervenir pour donner aux chlorites la composition chimique que l'on observe actuellement :

- La composition originelle de la roche avant toute altération;
- Les conditions d'altération spilitique et hydrothermale.
- Les conditions du métamorphisme régional.

A l'intérieur d'un échantillon donné, toutes les chlorites sont optiquement identiques, quels que soient leur habitus et la position qu'elles occupent. L'étude des analyses à la microsonde le confirme : compte tenu des mauvaises conditions d'analyse (les paillettes de chlorite sont souvent très petites), l'écart-type entre les différents points analysés dans une lame est relativement faible. Cette uniformité est le signe d'une homogénéisation métamorphique excellente. Les chlorites étant généralement synfoliales, on peut donc considérer qu'elles ont toutes cristallisé ou recristallisé au cours du dernier métamorphisme (régional syncinématique).

4.3.1 - Chlorites magnésiennes et zones minéralisées.

ROBERT (1980) a observé, et nous le confirmons, qu'à la mine Manitou, les chlorites sont particulièrement magnésiennes dans la zone d'altération des minéralisations. Au contraire, RAYMOND (1983) signale que, à la mine Louvem, les chlorites sont d'autant plus ferrifères que l'on est proche des minéralisations. Nous n'avons pas pu vérifier ce dernier point.

A la mine Manitou, il est intéressant de comparer les rapports $Mg/(Fe+Mg)$ des échantillons 61 (0,75) et 63 (0,32) :

Le rapport $Mg/(Fe+Mg)$ des chlorites varie de 0,32 (63) à 0,67, la moyenne se trouvant dans la classe 0,40 - 0,50. Les échantillons 61 et 745 se séparent de ce lot avec un rapport $Mg/(Fe+Mg)$ de 0,75 et 0,71 respectivement. Cette distinction est également manifeste en lame mince, où les chlorites magnésiennes incolores, avec des teintes de polarisation gris clair, tranchent nettement sur les autres. Le rapport $Mg/(Fe+Mg)$ des chlorites du lot principal (0,32-0,67) est en accord avec celui des chlorites formées au cours d'un métamorphisme du faciès des schistes-verts (0,36-0,46, BROWN 1975), bien que l'on observe une dérive vers des chlorites plutôt magnésiennes.

-61, comme 60 et 62 dont les chlorites ont les mêmes caractères optiques, est situé vers le sommet de la zone minéralisée, dans un horizon fortement métasomatisé (silicifié, muscovitisé), où le plagioclase a totalement disparu, totalement pseudomorphosé par du quartz; les chlorites y sont franchement magnésiennes.

-63, immédiatement au Sud, appartient à un horizon qui surmonte la minéralisation; le plagioclase est encore abondant; les chlorites, très colorées, sont nettement ferrifères.

A la mine Manitou, l'hydrothermalisme intense des cheminées minéralisées est donc cause de la grande richesse en magnésium des chlorites.

L'homogénéisation du métamorphisme régional kénoréen, qui respecte ces différences de composition, s'est vraisemblablement faite uniquement à l'intérieur de chaque unité, sans changement notable de la composition globale de la roche.

A la mine Louvem, le long d'une coupe de la zone n°4, RAYMOND (1983) citant COUTURE (1982) signale que le rapport $Mg/(Fe+Mg)$ des chlorites varie de 0,36 à 0,64 du cœur de la zone minéralisée aux formations stériles encaissantes. Il ne faut pas généraliser à l'ensemble de la mine une particularité peut-être très locale. De toute façon, dans les zones stériles à quelques dizaines ou centaines de mètres de là, les échantillons n° 54, 735, 740, 741... ont une chlorite nettement colorée, à teintes de polarisation violettes, dont le rapport $Mg/(Fe+Mg)$ doit être voisin de 0,40-0,45 (par analogie avec les autres échantillons analysés.)

Il semble nécessaire de vérifier la nature des chlorites dans les différentes zones de la mine Louvem. Si elle est effectivement bien différente de ce qu'elle est à la mine Manitou, cela impliquerait, logiquement, des conditions d'altérations hydrothermales différentes dans les deux mines, pour des roches de même composition initiale.

4.3.2 - Chlorites des zones non minéralisées.

A l'échelle du terrain, la répartition des chlorites plutôt ferrifères et des chlorites plutôt magnésiennes paraît quelconque, laissant supposer que, au cours du métamorphisme régional qui stabilise définitivement les chlorites, c'est la composition de la roche plus que les conditions thermodynamiques qui détermine la composition de ces minéraux.

On constate que les chlorites ferrifères sont préférentiellement localisées dans les faciès felsiques (ou dans les faciès mafiques évolués, riches en ponctuations opaques) (fig.58).

Teneur en SiO_2 de la roche	Pourcentage d'échantillons présentant des chlorites		Nombre d'échantillons
	Plutôt ferrifères	Plutôt magnésiennes	
$SiO_2 > 65\%$	78%	22%	18
$65\% > SiO_2 > 55\%$	25%	75%	37
$55\% > SiO_2$	0%	100%	9

Fig. 58 : Répartition des chlorites ferrifères et magnésiennes (évaluées par comparaison des teintes de polarisation anormales), en fonction de la maficité de la roche, dans 64 échantillons contenant au moins 1% de chlorite.

Cette observation fournit une bonne introduction à la géochimie

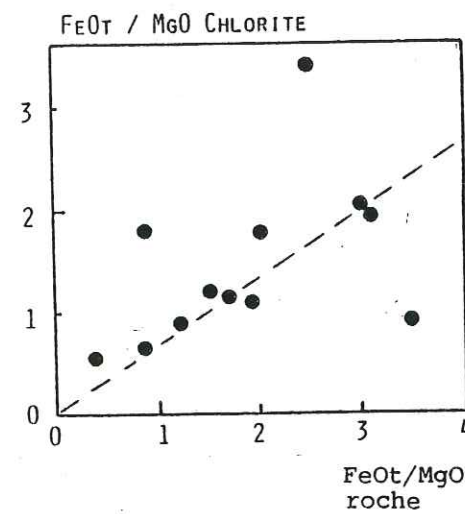


Fig. Diagramme FeOt/MgO chlorite-
59 FeOt/MgO roche

et, notamment, à l'étude du magmatisme: avec une marge d'erreur qui interdit évidemment tout calcul précis, on constate que, dans les zones non minéralisées, le rapport Fe/Mg de la roche est très grossièrement reproduit par celui des chlorites qu'elle contient (Fig. 59); on note que la corrélation entre FeOt/MgO de la chlorite et de la roche qui la contient est relativement bon, et permet d'évaluer le rapport de l'une en connaissant celui de l'autre.

Les roches magmatiques différenciées, ayant un rapport Fe/Mg élevé, se reconnaissent à la richesse en fer de leurs chlorites que l'on peut évaluer très grossièrement d'après les indications données en annexe. (annexe N°4).

En conclusion, les chlorites ont vraisemblablement fait partie des paragenèses métamorphiques précoces mais elles ont subi, à l'intérieur de chaque unité, une totale homogénéisation lors du dernier métamorphisme (métamorphisme régional kénoréen) car elle sont toujours synfoliales, de composition identique quelle que soit leur position dans un échantillon.

- Les chlorites disséminées dans la matrice sont fréquemment associées aux micas blancs lorsqu'ils sont présents. La stabilité de cette association (en contact) au cours du métamorphisme régional indique qu'il n'a pas dépassé, vers les hautes températures, la limite schistes-verts - amphibolites.

- Dans les zones non minéralisées, leur composition chimique n'est pas déterminée par les conditions métamorphiques, mais par le rapport Fe/Mg de la roche primaire, dont on a ainsi une idée.

- Les chlorites magnésiennes sont associées aux altérations hydrothermales liées à la mise en place des minéralisations.

5 - LA BIOTITE

La biotite est présente dans 15% des échantillons, toujours comme minéral accessoire. Sur le terrain, elle ne présente pas de répartition précise.

Elle se trouve en petites paillettes de 50 à 500 microns, vertes ou rarement brunes. Elle n'est pas altérée sauf, exceptionnellement, en chlorite (11).

On la rencontre le plus souvent dans des faciès dacitiques et rhyolitiques. Elle représente notamment 3 à 5% de certains faciès ayant probablement subi un hydrothermalisme potassique comme en témoignent l'abondance de la muscovite, et les teneurs en K_2O dépassant largement les moyennes locales (éch. n°3, 10, 36, 42): elle y est synfoliale, associée à la muscovite, et intimement associée à la chlorite.

Elle est peu commune dans les faciès andésitiques, et exceptionnelle dans les basaltes.

Dans l'ensemble, les roches à biotite couvrent une gamme étendue

de teneurs en K_2O (0,7 à 2,6%) et Al_2O_3 (12 à 18%).

Interprétations

MIYASHIRO (1973, p.203) fait remarquer que la température de formation de la biotite étant très largement subordonnée à la composition chimique de la roche, la définition d'un isograde "apparition de la biotite" n'est possible que dans des roches de même composition.

Dans les roches muscovitiques et chloriteuses, les réactions ci-dessous peuvent expliquer l'apparition de la biotite.

- (1) (stilpnomélane) + (phengite) = (biotite) + (chlorite) + (quartz) + (H_2O) (WINKLER 1979 p.219)
- (2) (phengite) + (chlorite) = (biotite) + (chlorite plus alumineuse) + (quartz) (TURNER 1948 cité par WINKLER 1979 p.219).
- (3) 3céladonite + 2chlorite = 3biotite + 7quartz + 4 H_2O (GUIDOTTI 1984p.443).

Les données manquent cependant pour interpréter avec précision la présence de biotite.

L'association synfoliale de biotite fraîche, muscovite et chlorite indiquent une cristallisation ou une recristallisation syntectonique.

En ce qui concerne l'intensité du métamorphisme, la biotite de couleur verte est typique des faciès métamorphiques "schistes verts" et "amphibolite à épidote", de basse et moyenne pression (LAIRD, 1982, p.125). La présence de biotite indique cependant que le métamorphisme s'élève au dessus de la "zone à chlorite" (GUIDOTTI 1984 p.448), la "zone à biotite" étant très grossièrement définie, au dessus de 430°C, par l'isograde "disparition de stilpnomélane + Muscovite / apparition de biotite + muscovite" (WINKLER 1979 p.242).

En conclusion on constate que la biotite apparaît dans certains des faciès les plus potassiques ($K_2O > 1,2\%$). Son absence dans de nombreux faciès semble plus déterminée par le chimisme de la roche que par les conditions thermodynamiques du métamorphisme. La présence (locale) de biotite parfois intimement associée à la chlorite ou à la muscovite et l'absence (générale) de stilpnomélane suggèrent que le métamorphisme régional kénoréen a été, dans la zone Manitou-Louvem, situé dans la zone à biotite du faciès des schistes verts.

6 - CARBONATES

Dans les pages qui suivent, le mot "carbonates" désigne les carbonates rhomboédriques usuels (groupe de la calcite et de la dolomite).

Il est difficile de distinguer des zones de répartition des carbonates, ces minéraux étant présents (et suffisamment abondants - 1 à > 20% - pour être visibles à l'œil nu) dans environ 30% des affleurements, "disséminés" au hasard sur le terrain.

A la rigueur, on pourrait signaler la présence d'une bande de terrain de 200 à 300m de largeur, joignant la mine Manitou au village de Colombières et au-delà, ayant beaucoup d'affleurements à plus de 10% de

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: platour@ujf-grenoble.fr

carbonates disséminés, mais dans le détail, cette répartition souffre de nombreuses exceptions.

Les carbonates peuvent être rencontrés dans tous les faciès, quelles que soient leur texture ou leur composition.

6.1 - RÉPARTITION DES CARBONATES

Leur répartition est très hétérogène à toutes les échelles d'observation.

On les a rencontrés dans les "positions" pétrographiques suivantes:

1. - Ils forment une granulation généralement synfoliale disséminée dans la matrice de la roche et répartie (à l'échelle de la lame mince) en zones riches et zones pauvres ou dépourvues de carbonates. Ces zones sont souvent synfoliales. Nous classons aussi dans cette catégorie les microveinules synfoliales.
2. - Ils constituent, éventuellement en association avec d'autres minéraux (quartz, chlorite, épidote, albite), des veines recoupantes et des gros amas dont le contact avec la matrice de la roche est franc. On a vu en III-A-2.3 que dans ce cas, ils avaient subi la phase tectonique kénoréenne.
3. - Ils se surimposent à la matrice dont ils incluent des éléments (grains de quartz, d'épidote, de leucoxène suivant la composition de la roche), forment des flaques polycristallines de contours quelconques (cas le plus général) ou des monocristaux rhomboédriques parfois de grande taille, poecilolitiques (35:Ø = 0,5 mm): un phénomène analogue a été bien décrit par Amstutz et Patwardhan (1974, pp. 75-78).
4. - Ils participent au remplissage d'amygdales. Alors que le quartz est très fréquent en remplissage d'amygdales, les carbonates sont exceptionnels (39,43,97,10) et ne semblent d'ailleurs pas constituer le remplissage primaire.

Ils colmatent une porosité primaire de la roche: ces amas ne sont pas liés à des systèmes de fractures, et ont des formes très quelconques (755).

5. - Ils apparaissent en inclusions dans des fantômes de minéraux magmatiques:

- phénocristaux de feldspaths (71,79): les flaques de calcite présentes dans la matrice sont identiques en forme et répartition à celle des grandes albites: il ne s'agit donc pas d'une altération du feldspath qui avait dû être d'ailleurs albitisé précocement (voir III.B.3), mais d'un effet de la carbonatation générale.

- amphiboles (76,85): pour l'échantillon 76 au contraire, la calcite est absente de la mésostase mais présente dans les fantômes d'amphiboles. Si l'altération de la roche se fait par

l'intermédiaire d'un fluide riche en CO_2 , la calcite fait, avec la chlorite, logiquement partie de la paragenèse d'altération de l'amphibole.

Il n'y a pas de limite franche entre les types 1 et 2, qui représentent plus de 90% des carbonates observés (*): les roches à carbonates synfoliaux contiennent la plupart du temps des amas ou des veines du type 2, mais le contraire n'est pas toujours vrai. On en déduit que les types 1 et 2 sont issus du même phénomène: ce sont simplement des conditions physiques (porosité, pression orientée, etc.) et métamorphiques différentes qui ont permis, ou non, la dissémination des carbonates, soit au moment de leur mise en place, soit postérieurement, au cours de la phase tectonique par exemple.

En ce qui concerne la chronologie des carbonates, nous associons les types 3, 4 et 5 aux deux premiers: leur localisation indique nettement qu'ils ont cristallisé secondairement, et rien ne permet de supposer qu'il s'agit d'une phase différente de celle donnant les types 1 et 2.

6.2. - NATURE DES CARBONATES

Dans les zones non minéralisées, la calcite est le principal carbonate, mais on observe également une dolomite riche en fer sans qu'une répartition particulière de celle-ci puisse être dégagée. Au contraire, au voisinage des minéralisations, nous confirmons les observations de ROBERT (1980) selon lesquelles le principal carbonate est une dolomite riche en fer.

Ceci mis à part, un examen rapide en lame mince permet de distinguer deux types principaux de carbonates:

- un carbonate incolore, limpide, nettement prédominant dans la majorité des faciès.
- un carbonate contenant, en quantité variable, une fine (< 1 micron) ponctuation transparente (bulles et inclusions fluides (**)).

Les carbonates à microinclusions prédominent sur les carbonates limpides dans les échantillons prélevés au voisinage des minéralisations (17,61,62,63,64,65,83 accessoirement 78), où ils remplissent des veines ou forment des amas dans la roche. On les observe également dans l'échantillon 73, qui n'est pourtant pas proche d'une minéralisation actuellement connue.

Au contraire, les carbonates synfoliaux contenus dans ces roches sont limpides. Il existe donc deux générations de carbonates, l'une, à microinclusions probablement liée à l'hydrothermalisme synchrone de la mise en place des minéralisations l'autre, limpide, cristallisée ou simplement recristallisée à partir d'un "stock" antérieur, au cours de la phase tectonique.

(*) - Le type 3 est fréquent; 4 et 5 sont exceptionnels.

(**) - La présence de ces microinclusions produit, au cours de la rotation de la platine du microscope (observations en lumière polarisée une fois), une variation dans l'intensité d'absorption générale de la plage de carbonate, due à la variation importante de la frange de Becke autour de chaque micro-inclusion en raison de la forte biréfringence des carbonates. Il s'agit, fortement mis en relief par la présence des microinclusions, du "pléochroïsme de relief" (Roubault et al.)

6.3 - DATATION DE LA MISE EN PLACE DES CARBONATES

La chronologie des carbonates est fondée sur quelques observations simples et sûres, mais peu nombreuses. Les conclusions qui en découlent sont certaines localement; leur généralisation à l'échelle du terrain est sujette à caution mais cependant vraisemblable.

La présence de carbonates dans tous les faciès, et leur répartition inégale aux différentes échelles prouvent qu'ils ne résultent pas d'une simple altération topochimique de la roche, mais qu'il faut faire intervenir des apports extérieurs (hydrothermalisme).

Les carbonates synfoliaux correspondent-ils à un apport syntectonique, ou au remaniement du "stock" antérieur? En faveur de cette seconde hypothèse, on constate que:

1 - Les carbonates manifestement antéctoniques forment toujours des amas importants alors que les synfoliaux constituent des petites plages disséminées: on suggère que les seconds résultent de la mobilisation partielle des premiers.

2 - Dans les zones affectées par le métamorphisme de contact du batholite de Bourlamaque, la retexturation polygonale de la roche est toujours beaucoup plus nette en présence de carbonates (51,58,746) (*) impliquant donc que ces minéraux étaient présents lors de l'intrusion (reconnue comme tardivolcanique: CAMPIGLIO, 1977). La carbonatation serait donc également antérieure ou au plus tard synchrone de l'intrusion.

L'indice d'une génération très précoce (voir III A-2-3 et ci-dessus) est donné par quelques "baguettes" pliées d'un carbonate bourré de microinclusions, et incluses dans les plages d'épidote d'altération spilitique de la matrice (donc antérieures ou synchrones de la spilitisation). On ne peut préciser si cette génération précoce était très peu représentée, où si elle a été totalement résorbée. Les carbonates observés pourraient également constituer des pseudomorphoses, mais le matériel d'étude manque.

6.4 - CONDITIONS DE MISE EN PLACE

Au cours des circulations hydrothermales, les carbonates commencent par remplir des espaces disponibles (fractures, amygdales, porosité intergranulaire où circulent éventuellement des fluides) et ne se substituent que très secondairement à la matrice de la roche dont ils conservent, en inclusions disséminées, les minéraux non solubles (minéraux opaques, leucoxène, quartz). Ce phénomène est particulièrement bien représenté dans les échantillons 35 et 39 (voir fig. 60).

Lors de la phase tectonique kénoréenne, les carbonates précoces sont partiellement mis en solution, alimentent momentanément les fluides synmétamorphes, et recristallisent conformément à la schistosité, ainsi que dans les zones de moindre pression (ombres de pression).

(*) Un phénomène semblable a été observé dans certaines roches affectées par un lessivage hydrothermal poussé.

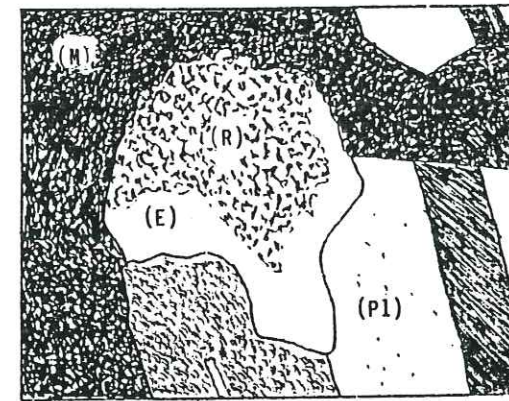


Fig. 60 : Répartition des carbonates secondaires. La calcite cristallise d'abord dans un espace (E) ouvert entre un cristal de plagioclase (Pl) et la matrice microgranoblastique très chloriteuse (M), puis remplace progressivement la matrice elle-même (R), en conservant sa structure, encore soulignée par la présence d'inclusions non solubles (Op, Lx.). (éch. n°39; x120; nicols croisés; dessin d'après photo, M.G.).

Holland et Malinin (1979, p.474 et suiv.) ont fait une synthèse des études concernant la solubilité des carbonates et des sulfates. Ils arrivent à la conclusion que la réduction de solubilité de la calcite et de la dolomite permettant leur précipitation a souvent pour cause principale la perte de CO₂ au cours de l'ébullition du fluide hydrothermal. Il s'agit d'un phénomène hydrothermal de haute température (200 à 275°C pour la calcite, 250 à 450°C pour la dolomite et la magnésite d'après Rosenberg et Holland cités par Holland et Malinin, 1979, p.486) incompatible avec la précipitation de sulfates, d'ailleurs jamais relevés sur le terrain.

Les amas et veines de calcite sont souvent associés à du quartz (48,90....) parfois automorphe situé aux épontes (61,62,78) et très accessoirement à de l'albite.

6.5 - EN CONCLUSION, plusieurs phases de carbonatation peuvent être décelées:

- la première, très peu représentée actuellement, est également hypothétique; elle est très précoce (synchrone, ou même antérieure à la spilitisation);

- la seconde, la plus importante, est très fréquente; la répartition des carbonates à toutes les échelles indique qu'ils proviennent de circulations hydrothermales ayant affecté localement mais dans de nombreuses unités l'ensemble de la série volcanique; cette phase ne peut être datée, relativement, de façon certaine: elle est soit spilitique, soit postérieure à cette phase mais, de toute façon, au plus tard synchrone de l'intrusion du batholite de Bourlamaque car on constate qu'elle favorise l'acquisition d'une texture polygonale lors du métamorphisme de contact; une carbonatation synminéralisation est également certaine (carbonates à micro inclusions non opaques; ROBERT 1980), mais on ne sait si elle est contemporaine de cette seconde phase, ou lui est antérieure.

- la troisième consiste en la mobilisation du stock précédent, qui est disséminé sous l'effet du métamorphisme régional, et acquiert une position synfoliale.

Un repérage cartographique précis des carbonates de différentes compositions (calcite, dolomite, etc) permettrait d'établir, en ce qui concerne la température des fluides hydrothermaux, une zonéographie en fonction des isogrades tirés des domaines de stabilité des carbonates.

7 - LES MICAS BLANCS

Les micas blancs sont les plus abondants dans les faciès felsiques, et principalement dans les dacites. Contrairement à la chlorite, ubiquiste, ils sont absents de environ 25% des échantillons: il s'agit en général de faciès intermédiaires ou mafiques (26 à 30, 59...) mais parfois aussi de faciès felsiques (47).

A l'opposé de la chlorite également, ils ont, a toutes les échelles d'observation, une répartition très inégale: il n'est pas rare de rencontrer une roche dont ils représentent de 0 à 15% de la mésostase sur quelques centimètres.

Les observations pétrographiques, les "prospections" rapides à la microsonde (procédé Link) dans la matrice de quelques roches, et les analyses à la microsonde de différents minéraux contenus dans les principaux faciès montrent que lorsque la biotite est absente (ce qui est le cas le plus courant), les micas blancs sont les seuls minéraux susceptibles de contenir du potassium en quantité appréciable*: leur présence ou leur absence influera notablement sur la teneur en potassium de la roche. Dans ce paragraphe, nous anticiperons sur la géochimie.

7.1 - NATURE ET COMPOSITION CHIMIQUE DES MICAS BLANCS

Les seules déterminations sûres sont fondées sur des analyses à la microsonde **. D'après GUIDOTTI (1984), les principaux micas blancs métamorphiques sont la muscovite (potassique), la paragonite (sodique) et la margarite (calcique); il existe des substitutions, en proportions limitées entre le sodium et le potassium d'une part, entre le sodium et le calcium d'autre part. En outre, le fer peut également entrer dans la structure de ces minéraux. La teneur en fer et le rapport Na/Na+K (ou Na/Na+K+Ca) sont couramment utilisés pour évaluer la composition des micas blancs.

TABLEAU N°3

COMPOSITION CHIMIQUE MOYENNE DES MICAS BLANCS (***)

Ech.	10	10	14	17	17	27	32	39	49	60	61	61	63	63	745	757
Ref. sonde	12,13	14, 15	24,25 31-33	1,2,11 13,14	16	38-38	44,48-50	58,57	73,74	20,21	40-42	43	1,3	2,4,9	66,67	46,47,49
SiO ₂	47.38	47.48	48.30	45.79	46.43	50.43	46.58	46.81	46.15	48.59	49.59	44.78	47.72	47.85	47.26	47.45
Al ₂ O ₃	42.04	38.37	41.02	37.69	41.83	32.48	36.37	32.68	36.35	37.68	38.37	41.20	39.72	38.02	37.63	36.70
Fe ₂ O ₃	0.40	1.10	0.80	1.13	0.45	2.79	2.88	5.63	2.30	0.25	0.31	0.15	1.20	2.13	1.31	2.18
MgO	0.03	0.45	0.07	0.38	0.07	2.10	0.86	1.50	0.68	0.27	0.75	0.18	0.21	0.44	0.52	0.37
CaO	0.10	0.03	0.34	0.03	0.08	0.08	0.07	0.03	0.03	0.18	0.07	1.67	0.13	0.00	0.03	0.07
Na ₂ O	6.80	1.92	5.65	1.48	5.98	0.51	1.42	0.26	0.64	3.24	1.43	3.69	3.70	1.36	1.06	1.09
K ₂ O	1.00	8.68	1.53	8.98	2.12	9.53	8.33	10.31	10.41	5.21	8.62	3.28	4.49	9.52	9.15	9.10
TiO ₂	0.20	0.10	0.08	0.16	0.02	0.15	0.16	0.27	0.19	0.07	0.06	0.10	0.06	0.17	0.25	0.10
H ₂ O	0.00	0.02	0.03	0.03	0.04	0.00	0.07	0.13	0.00	0.21	0.03	0.05	0.00	0.03	0.01	0.01
OH	4.93	4.68	4.82	4.56	4.76	4.64	4.58	4.51	4.55	4.66	4.77	4.64	4.71	4.71	4.63	4.61
Total	103.18	102.91	102.65	100.23	101.78	102.71	101.32	102.14	101.35	100.38	103.94	99.75	101.71	104.25	101.88	101.69

(*) Les plagioclases et les chlorites contiennent généralement moins de 0,05% de K₂O

(**) L'identification au moyen des caractères optiques est impossible, et la méthode de coloration au cobaltinitrite proposée par Laduron (1971) pour les micas sodiques est inefficace en présence de feldspaths. Toutefois, nous suggérons d'utiliser la méthode de coloration pour certaines roches très altérées contenant exclusivement mica blanc + quartz.

(***) De nombreuses analyses ont un total situé hors de la fourchette de tolérance ±1%; ces analyses sont indicatives, mais ne permettent pas de détermination précise. Les formules structurales ne s'éloignent pas trop largement de la formule théorique.

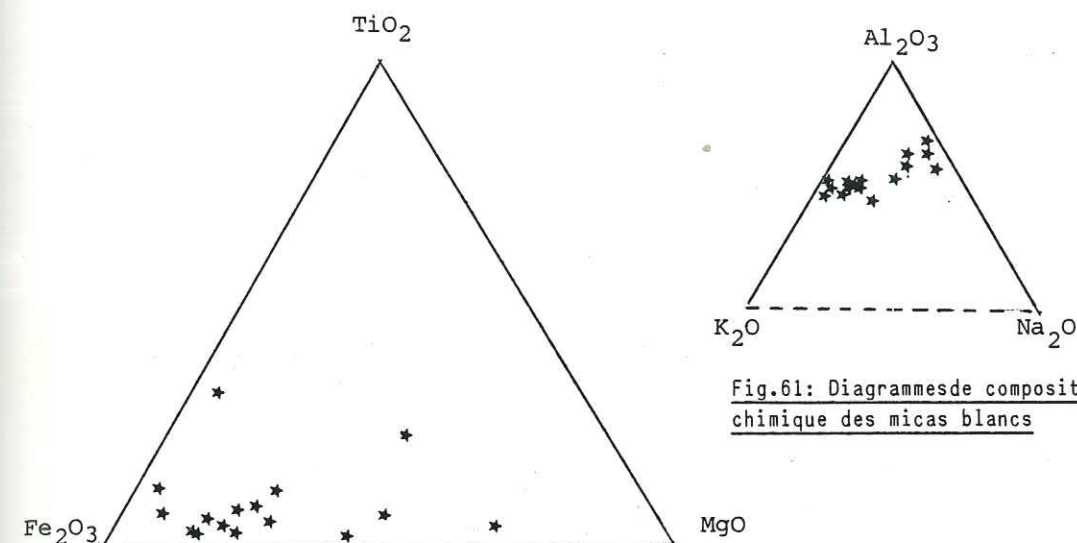


Fig.61: Diagrammes de composition chimique des micas blancs

Les micas blancs de douze échantillons ont été analysés à la microsonde. Cela représente une cinquantaine d'analyses (annexe 7, tableau de moyennes n° 3 et diagrammes Fe₂O₃ - TiO₂ - MgO et Na - K Al (fig. 61) pour visualiser ces compositions).

a.- On montre ainsi qu'il existe de la muscovite et de la paragonite. Le rapport Na/Na + K varie de 0,004 à 0,36 pour la muscovite et de 0,81 à 0,90 pour la paragonite. Les échantillons n°60 et 61 sont exceptionnels: le rapport Na/Na + K (respectivement 0,48 et 0,63), a une valeur située hors des fourchettes de compositions connues pour le couple muscovite - paragonite (GUIDOTTI, 1982). A ce titre, ils méritent d'être signalés, d'autant plus qu'on les rencontre seulement dans deux coulées proches des minéralisations, qui ont subi les effets d'une altération hydrothermale notamment siliceuse. Il serait intéressant de vérifier systématiquement la composition des micas blancs dans l'encaissant de gisements volcanogènes massifs. ROBERT (1980), qui a analysé une trentaine de micas blancs dans les différentes unités minéralisées ou stériles de la mine Manitou a uniquement relevé de la muscovite (Na/Na + K = 0 à 0,31).

b.- La paragonite a été observée dans les échantillons n°10, 14 et 17, en association avec la muscovite. Il est cependant très probable qu'elle existe dans d'autres échantillons passés à la microsonde car pour chacun d'eux, le nombre de points d'analyse est faible. Ce minéral, qui était considéré comme rare avant l'avènement de la microsonde, se révèle relativement fréquent, notamment dans le faciès amphibolite. Dans celui des schistes verts, sa présence est limitée aux roches très alumineuses, et son apparition est subordonnée plus à la disponibilité de la roche en aluminium qu'à celle en sodium. (GUIDOTTI, 1984).

On constate en effet que la paragonite est présente dans des échantillons particulièrement alumineux: Avec Al₂O₃ = 17,22%, le n°14 est une des microdiorites quartziques les plus alumineuses; il en est de même pour le tuf felsique à lapilli n°10 (Al₂O₃ = 15,3%) l'échantillon n°17 à par contre une teneur relativement faible en Al₂O₃ (11,53%) qu'il est possible de comprendre si l'on constate que la mica blanc y est réparti de manière très inégale à l'échelle centimétrique et même décimétrique (problème de représentativité de l'échantillon géochimique ?).

(*) Pour un échantillon donné, la série d'analyse est donc peu représentative de l'ensemble de l'échantillon.

c. En ce qui concerne les teneurs en fer, titane et magnésium, les analyses sont trop peu abondantes pour permettre une généralisation. Cependant on note que:

- Le plus souvent, les micas blancs sont d'autant plus ferrifères qu'ils sont plus potassiques, que la roche contient plus de chlorite, et que cette chlorite est plus riche en fer: c'est le cas pour les échantillons n°32,39,49 et 63 contenant 7 à 15% de chlorite à 20 à 30% de Fe_2O_3 , par opposition aux échantillons n°60 (dépourvu de chlorite) et, 61 et 745 (où la chlorite est principalement magnésienne). Une telle observation suggère une relation chlorite - mica blanc au cours du métamorphisme régional; elle est appuyée par l'intime association synfoliale de ces deux minéraux.

- Les échantillons n°17,60,61 et 63 ont certains de leurs micas blancs dont les teneurs en TiO_2 sont franchement inférieures à 0,10%; d'après BONHOMME et al (en préparation), 0,10% est la teneur en titane maximum pour les muscovites hydrothermales. Pour certains échantillons montrant, pétrographiquement, les signes d'une muscovitisation secondaire, on peut considérer les micas blancs qu'ils renferment comme résultant d'une potassification hydrothermale.

7.2- LOCALISATION DES MICAS BLANCS

- 1 - Ils forment des micropaillettes fines et courtes (quelques microns), généralement peu abondantes, disséminées régulièrement dans les cristaux d'albite (38,39,40,46...) et, éventuellement, dans la matrice.
- 2 - Des paillettes, de plus grande taille (de quelques dizaines à 100-200 microns) sont synfoliales, isolées ou groupées en petits amas étirés (67...) ou en veinules synfoliales. Ces veinules sont isolées ou anastomosées suivant l'abondance du mica dans la roche. On les rencontre aussi en veinules recoupantes (62).
- 3 - Ils pseudomorphosent un ancien minéral aux contours rectangulaires qui est remplacé par un amas de petites paillettes de muscovite (84,757, 32...). Ils s'agit en général d'un plagioclase. Il reste parfois une couronne d'albite mais, lorsque l'altération est très forte, la paragenèse d'altération passe de muscovite + albite à muscovite + quartz, puis quartz, ou muscovite. Ce remplacement se manifeste uniquement lorsque l'ensemble de la roche a subi une très forte altération (silicification ou potassification).

Les échantillons 32 et 756 offrent l'exemple, unique sur le terrain, de fantômes de cristaux d'andalousite quasi-totalement muscovitisée, dans une roche où la matrice contient 15 à 25% de micas blancs et où les pseudomorphoses de plagioclase sont albitiques.

La question d'une éventuelle potassification locale des roches est délicate à résoudre et nécessite l'examen des analyses de roche totale; elle fera d'ailleurs l'objet d'un paragraphe particulier de la géochimie. Il existe certainement, dans la roche (matrice ou phénocristaux de plagioclase) un peu de potassium susceptible de s'exprimer sous forme de muscovite au cours du métamorphisme régional, mais on dispose d'un argument pour supposer que, en outre, une potassification s'est produite secondairement: c'est le caractère très hétérogène de la répartition des micas blancs à toutes les échelles; ces minéraux forment des veinules plus ou moins anastomosées, pouvant gagner la

totalité de la roche, et évoquant une cristallisation au cours de circulation de fluides. La distribution du mica blanc dans la roche serait alors liée:

- à la plus ou moins grande proximité de la zone de circulation;
- à la porosité naturelle de la roche; un exemple très significatif est donné par les échantillons 35 et 36: 35 est un bloc de rhyolite massive, contenant moins de 1% de muscovite, mais inclus dans une matrice tuffacée (36) très fortement muscovitisée (car initialement plus poreuse). Parfois, le contact entre les fragments et la matrice est souligné par un liseré de mica blanc + quartz.

Une telle hétérogénéité de distribution est bien reflétée par la chimie des roches où l'on constate que, dans tous les faciès, les teneurs en potassium peuvent subir de grandes variations entre différents échantillons.

7.3 - EN CONCLUSION, les micas blancs, généralement synfoliaux, résultent d'une homogénéisation, au cours du métamorphisme régional, d'un "stock" de potassium dont la localisation minéralogique initiale n'est pas déterminée. La géochimie et la pétrographie suggèrent que le potassium contenu dans certains faciès provient au moins partiellement de circulations hydrothermales.

La présence de paragonite dans certains faciès ayant subi un lessivage hydrothermal souligne bien le caractère peralumineux de ces roches. En outre, le rapport $Na/Na + K$ exceptionnel de certains micas blancs situés au contact des minéralisations permettra peut être, à la suite d'études plus approfondies, de préciser un nouveau critère de prospection.

8 - LES AMPHIBOLES (*)

On observe des amphiboles, ou les fantômes de cristaux d'amphiboles dans 15% des échantillons.

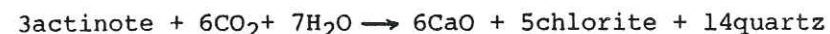
- Des cristaux automorphes primaires ont été partiellement ou totalement altérés en $\pm Ch \pm Ac$ (37,76,739...). On reconnaît qu'il s'agit d'anciennes amphiboles à l'habitus des fantômes et à la trace d'anciens clivages (à 124°). Une telle déduction peut n'être que très hypothétique: c'est le cas dans les échantillons n°66,67,68, et 75 où, dans des plages de chlorite, une granulation de leucoxène mime des clivages losangiques.

-Quant aux aiguilles interstitielles, on les rencontre rarement, dans la matrice de quelques faciès mafiques (28,29,30), intermédiaires (84,40) ou felsiques (3,736). Elles sont alors abondantes si la composition générale de la roche le permet (25 à 35% dans les échantillons 28,29,30,40).

Ce sont des actinotes dont la richesse en fer dépend de la maficité de la roche. Elles constituent de fines aiguilles automorphes (28,29,30) ou déchiquetées, sans relations bien nettes avec la schistosité.

(*) Il est évident qu'un examen microscopique de routine ne permet pas d'identifier avec certitude la nature d'une amphibole. Dans ce paragraphe, nous désignons par actinote les amphiboles monocliniques peu ou pas colorées. La probabilité d'erreur est faible. Signalons que, lorsque des aiguilles d'actinote sont intimement associées à des micropaillettes de chlorite et/ou de muscovite, une confusion est possible entre l'actinote et l'association des deux autres.

L'actinote est un minéral exclusivement métamorphique, normalement stable depuis le sommet du faciès prehnite - pumpellyite jusqu'au début du faciès des amphibolites. Son absence dans 85% des échantillons pose un problème. CAMPIGLIO (1977.p44), qui a fait une observation semblable dans la diorite quartzique de Bourlamaque l'interprète (d'après MIYASHIRO (1968)) comme étant la conséquence d'une légère surpression en CO₂ qui produirait la réaction suivante:



WINKLER (1979 p.201) signale que ces modifications d'équilibre peuvent rendre une paragenèse de stade très faible (prehnite-pumpellyite) mimétique d'une paragenèse de stade faible (schistes verts) par déplacement vers la droite d'un équilibre tel que celui-ci:
pumpellyite + actinote + H₂O + CO₂ = chlorite + calcite + quartz

En ce qui concerne le CO₂ nécessaire, rappelons que les faciès étudiés sont souvent riches en carbonates, antérieurs au métamorphisme régional mais fortement mobilisés au cours de ce dernier: il est possible ainsi que la forte pression partielle en CO₂ créée ait empêché la formation d'actinote.

LUDDEN et al. (1982) ont signalé que, pour une étude géochimique de metabasites, il était préférable de choisir des faciès présentant, comme paragenèse d'altération métamorphique, Ac + Ep + Ch + Ab + Qz de préférence à Ep + Ch et, plus encore, à Ep + Mu, car elle caractérise un métamorphisme relativement topochimique.

L'absence d'actinote dans la plupart de nos faciès intermédiaires et mafiques rend donc nécessaires de sérieuses réserves quant à l'interprétation des analyses d'éléments majeurs.

9. - LA TOURMALINE

La tourmaline est présente dans d'anciens filons et filonnets de quartz, éventuellement associée à la pyrite. Ces filons ont toujours été plissés au cours de la phase kénoréenne. Nous les rattachons à des filons antémétamorphiques de même nature qui sont particulièrement abondants en bordure méridionale du batholite de Bourlamaque (environs de la mine d'Or Val).

Au voisinage de certains filonnets de quartz + tourmaline (échantillon 28 notamment), la tourmaline peut, seule, pénétrer dans la roche encaissante par un réseau de microfractures très enchevêtrées et, parfois, se concentrer localement (dans le coeur, épidotisé, des coussins basaltiques).

Au microscope, la tourmaline a été observée dans des faciès aussi variés que des basaltes (26 à 30, 755), des dacites (32,73,736), des microgranites (54,741), des microdiorites quartziques (14, 745), des pyroclastites (10), et un filon mafique (737)....

Sur le terrain, on la rencontre dans quelques groupes d'affleurements (26,28,30 etc. au SW, 10,14 etc. au centre, 54 à l'E, 745 dans le culot de Connel) indiquant vraisemblablement, pour ces zones des venues pneumatolytiques. De telles zones sont désignées à priori pour une prospection géologique.

La tourmaline est généralement bleue (pléochroïsme très fort; nO bleu sombre, nE subincolore), mais verte (pléochroïsme: nO vert franc, nE quasi incolore) pour un groupe d'échantillons prélevés.

à l'Est du terrain (736,737,741,745). Il ne semble pas y avoir de relation nette entre la couleur de la tourmaline (fonction de sa teneur en fer) et la "maficité" de la roche.

Dans les échantillons fortement tourmalinisés du Sud-Ouest du terrain, la tourmaline dispersée dans la matrice est fréquemment poecilitique: elle contient en inclusions les grains d'épidote et de leucoxène disséminés dans le "fond" de la roche.

La tourmaline se présente le plus souvent en grains ou en aiguilles automorphes, de taille très variable. Les cristaux sont parfois pliés, souvent cassés, prolongés par des ombres de pression selon la schistosité S2. Ces caractères indiquent une cristallisation antétectonique. Cependant, sur quelques grains, les observations semblent contradictoires avec ces conclusions:

- dans l'échantillon n°736, on observe un alignement de grains de tourmaline dans une zone d'apparente schistosité oblique à S2, où la granulation de leucoxène est d'ailleurs plus abondante;
- dans l'échantillon n°26, des grains de tourmaline se développent le long d'une fissure oblique à S2.

Dans ces deux cas très localisés, les cristaux de tourmaline sont poecilitiques. Leur blastèse serait contemporaine d'une mobilisation syntectonique tardive dustock antérieur.

En conclusion, la tourmaline paraît généralement antétectonique et antérieure au métamorphisme régional. Elle semble liée à d'anciens filons de quartz + tourmaline recoupant les séries volcaniques (26,28) que l'on considère, par analogie, synchrones des filons de même composition qui recoupent le batholite de Bourlamaque (CAMPIGLIO, 1977). Contrairement aux filons de quartz stériles, ubiquistes sur le terrain (et probablement plus tardifs), de tels filons à tourmaline sont rares. La présence de ce minéral est le signe d'une pneumatolyse tardi-plutonique éventuellement minéralisatrice (indice de pyrite, pyrite et or de la mine d'Or Val), liée à l'intrusion de Bourlamaque, antérieure au métamorphisme kénoréen.

10 - ALTÉRATION SUPERFICIELLE RÉCENTE DES ROCHES

Ce paragraphe (comme l'annexe8: "évaluation visuelle de la composition chimique des roches") groupe quelques observations simples rendant plus sûres et plus aisées les déterminations pétrographiques de terrain.

Les roches étudiées n'ont pas connu d'événements géologiques majeurs depuis la phase de pénélplanation qui a suivi l'orogénèse kénoréenne. Les glaciations du quaternaire ont simplement donné aux affleurements un aspect en "carapaces de tortues" (fig. hors texte n°1).

Depuis le retrait glaciaire, les roches subissent une altération superficielle plus ou moins pénétrative suivant la texture et la composition chimique de la roche, sa cataclase, sa schistosité et enfin la nature de son recouvrement organique

10.1 ÉROSION MÉCANIQUE DES AFFLEUREMENTS

Lorsque la roche contient des fragments (quelle que soit leur origine), on peut observer des érosions différentielles témoignant de natures pétrographiques différentes.

- Erosion différentielle nette.

1 - Apparaissent en relief sur la matrice :

- les fragments de lave rhyolitique à dacitique dans la matrice tuffacée qui les contient, car :
 - ils sont en général plus siliceux que leur matrice.
 - ils sont également plus homogènes, donc moins "friables" et moins sensibles aux circulations de fluides susceptibles de les altérer..
- les boules d'épidote (origine probablement secondaire ou fragments épidotisés), observées en général dans les roches intermédiaires à mafiques.

2 - Apparaissent en creux sur la matrice : essentiellement les fragments poreux, pour une question de texture (ponces ...).

- Pas d'érosion différentielle .

Fragments et matrice ont des pétrographies voisines ou identiques. Lorsque tous les fragments ont, en outre, le même aspect, cette observation contribue à différencier une brèche de coulée d'un tuf à blocs.

10.2. - ALTÉRATION MÉTÉORIQUE

Quelle que soit sa composition chimique, la roche en patine "fraîche" (c'est à dire dépourvue de lichens, etc.) est en général nettement plus claire qu'en cassure fraîche, à cause de l'altération ou de la disparition de certains minéraux sur une épaisseur de quelques millimètres à 2 ou 3 cm (suivant les conditions chimiques d'altération et la porosité du matériau).

- La matrice des roches felsiques est en général fortement assombrie par une très fine granulation (< 2 %) de leucoxène qui disparaît lors de l'altération météorique, leur conférant ainsi une patine souvent parfaitement blanche.

- Pour les minéraux sensibles aux altérations météoriques, on note que:

- Les plagioclases s'altèrent en un agrégat de kaolinite + limonite blanc-rosé. La saussuritisation ne se produit pas sous des conditions d'altération météorique.

- L'altération des micas blancs et surtout des chlorites libère fréquemment du fer, conférant à la surface altérée une teinte générale rousse, blanc-roux, ou gris-verdâtre - roux si, respectivement, mica (roches felsiques) ou chlorites (roches intermédiaires et mafiques) dominant.

- Les carbonates disparaissent très rapidement de la matrice et des amygdales, laissant des vides parfois cernés d'oxydes de fer.

Ces quelques observations sont particulièrement utiles sur le terrain, où de subtiles nuances de coloris révèlent souvent de grandes différences de composition chimique.

C: CONCLUSION

NATURE DES MÉTAMORPHISMES ET DES ALTÉRATIONS

Si l'on se réfère à la littérature consacrée à la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (synthèse de DIMROTH et al 1982, 1983 notamment), on sait qu'il y a toujours eu succession d'un métamorphisme océanique (spilitisation) puis d'un métamorphisme régional (faciès, schistes verts*). Les paragénèses produites étant généralement peu différentes, les secondes n'auront logiquement pas effacé les premières. Cependant, une épidote "spilitique" relique (par exemple) n'aura pas la fraîcheur d'une épidote apparue ou recristallisée lors du métamorphisme régional. En conséquence, l'appréciation du degré d'altération de certains minéraux devrait permettre de dater de façon relative les différents phénomènes métamorphiques.

Si l'on excepte les roches ayant subi les effets d'un hydrothermalisme siliceux ou potassique intense, tous les faciès présentent, avec des proportions variables suivant la maficité, l'association chlorite + albite + quartz.

La chlorite, quelle que soit sa position (veinules, ombres de pression, matrice...) a toujours, dans un échantillon donné, la même composition.

Le quartz, microgranulaire, appartient à la matrice des faciès felsiques (40 à 70% de la roche), comme à celle des faciès mafiques (2 à 10% de la roche).

Le plagioclase est toujours exclusivement albitique (An 0-2%).

Le feldspath potassique est absent de tous les faciès.

Nous donnons dans les pages qui suivent les caractères minéralogiques des différents métamorphismes et hydrothermalismes, ainsi que les conclusions que l'on peut en tirer.

1 - LA SPILITISATION

Elle est principalement attestée par une sodification poussée de nombreux faciès (voir géochimie), qui se manifeste, pétrographiquement, par l'albitisation des feldspaths. Cependant, on constate que les fantômes de plagioclases primaires sont souvent albitiques dans les laves (notamment les laves en coussins) et les pyroclastites, alors qu'ils sont fréquemment épidotiques dans les filon-couches et dans certaines laves massives. Au moins pour les roches intermédiaires et mafiques, la nature de la pseudomorphose peut donc être déterminée par la localisation de la roche au sein de l'empilement volcanique (profondeur par rapport au fond océanique). D'autre part, si l'on compare les basaltes à "Pl" où l'épidote s.l., sans être abondante, est constante (notamment dans la matrice), et les andésites microporphyriques, la différence de composition chimique ne suffit pas pour expliquer l'absence totale d'épidote dans les secondes: ici aussi, on l'attribue donc à des conditions d'altération spilitique différentes (HUMPHRIS et THOMSON, 1978; MOTT, 1983).

* Dans notre secteur.

L'épidote s.l. formée au cours de la spilitisation est intimement liée aux fantômes de plagioclase ou à la matrice, où elle est uniformément répartie. Elle est en général nuageuse.

La chlorite est, sauf pour quelques faciès actinolitiques, le minéral ferromagnésien majeur de la mésostase. On suppose qu'elle a été initialement formée au cours de la spilitisation, mais il est possible que, dans les faciès épidotiques notamment, elle ait été accompagnée d'actinote, ultérieurement destabilisée.

Conclusion:

Ces altérations sont d'origine hydrothermale océanique. Elles ébauchent les distinctions de MOTTI (1983): les roches présentant la paragenèse $Ch + Ab + Qz$ ont subi un "lessivage" hydrothermal par une eau de mer abondante et/ou "fraîche", c'est à dire, encore riche en Na, Mg, etc. La paragenèse $Ch + Ab + Ep + Ac + Qz$ et, à fortiori $Ch + Ab + Ep + Ac$ sont typiques de roches ayant subi un lessivage moins intense. C'est la proximité de l'interface eau-roche et la perméabilité générale de la roche qui déterminent la présence de telle ou telle paragenèse d'altération. Ceci permet notamment de comprendre pourquoi les plagioclases des laves en coussins ont été généralement totalement albitisés, alors que ceux des filon-couches, sans contact direct avec l'eau de mer, sont souvent épidotisés: il est probable que leurs compositions originelles étaient très voisines l'une de l'autre pour des roches de compositions chimiques voisines.

2. - LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL KÉNORÉEN

La limite du métamorphisme régional subi par les roches étudiées est relativement facile à placer, vers les hautes températures à l'aide des observations suivantes:

- Présence d'un plagioclase exclusivement albitique;
- Présence de chlorite, éventuellement d'actinote (synfoliales), mais absence de hornblende métamorphique.
- Intime association synfoliale de muscovite et de chlorite indiquant la stabilité de cette association au cours du métamorphisme régional.

Ces trois arguments se complètent et s'étayent pour montrer que le métamorphisme régional n'a pas atteint le stade du faciès amphibolite.

Vers les basses températures au contraire, on dispose de peu d'arguments. La présence de biotite est trop exceptionnelle pour être plus qu'indicative. Le meilleur critère est négatif: c'est l'absence constante de prehnite ou de pumpellyite. On est ainsi conduit à situer le métamorphisme dans la zone à biotite + chlorite, c'est à dire à proximité de la transition faciès des schistes verts - faciès amphibolite.

On a déjà signalé que l'épidote s.s. était probablement la seule espèce de son groupe à apparaître au cours de cette phase. La faible abondance d'actinote et de clinozoïsite suggèrent que le métamorphisme régional s'est effectué sous forte pression de CO_2 . Cela n'est pas étonnant car les carbonates anté-kénoréens, qui sont très abondants dans certains faciès, ont été fortement mobilisés au cours de la phase kénoréenne, et ont alors induit une certaine pression partielle en CO_2 .

3 - HYDROTHERMALISMES SILICEUX ET POTASSIQUE

La paragenèse moyenne des schistes verts ($Ch + Qz + Ab + Ac + Lx, Op, etc.$) caractérise, globalement, l'ensemble du terrain. Cependant, certains faciès s'en éloignent suffisamment pour que la différence ne puisse pas être simplement attribuée à une "maficité" différente. Dans le cas particulier des roches étudiées, nous les qualifions de faciès "lessivés", car leur pétrographie laisse supposer qu'ils ont subi un lessivage hydrothermal.

Dans son étude de la mine Manitou, ROBERT (1980) fonde sa distinction des roches altérées hydrothermalement sur la présence ou l'absence de feldspath (albite) expliquant la classique perte en Na à proximité des amas. L'observation montre qu'il existe en fait toutes les associations intermédiaires entre les faciès non et très altérés. Cette succession minéralogique continue est également texturale car le lessivage produit une recristallisation qui altère fortement les microtextures originelles. La "disparition" de l'albite correspond malgré tout à une coupure majeure dans la succession.

Les roches lessivées constituent l'encaissant des minéralisations de Manitou et de Louvem mais localement, en dehors des zones minéralisées, certaines roches présentent des associations minéralogiques que nous avons considérées comme, peu ou prou, typiques d'un lessivage (10, 44, 72, 86). Voici quels sont les caractères des roches lessivées.

- Elles sont en général riches en micas blancs (muscovite ou muscovite et paragonite). La schistosité régionale confère alors aux affleurements un net débit schisteux. Une teinte jaunâtre fréquente est due à la libération de petites quantités de fer contenues dans le mica et dans les sulfures qui lui sont souvent associés (17, 65).

- Les micas blancs ont une répartition très inégale. Ils sont dispersés par zones, dans la matrice de la roche, ou bien forment de très fines veinules, ou des amas de veinules, synfoliales, anastomosées. Exceptionnellement, ils représentent jusqu'à 60-70% de la roche.

- A proximité de la minéralisation (18)*, la roche est essentiellement siliceuse, à cassure conchoïdale, translucide, esquilleuse; les affleurements sont très massifs, fortement diaclasés.

- La silicification de la roche (qui accompagne parfois la muscovitisation) fait disparaître les feldspaths. Dans les faciès modérément lessivés, on observe une pseudomorphose des phénocristaux d'albite par du quartz (735, 736), puis même la forme des cristaux disparaît (18, 60, 61, 62). La matrice recristallise en un assemblage de grains de taille variable, polygonaux ou suturés.

- Les faciès très siliceux lessivés ne contiennent pas d'épidote et de leucoxène finement disséminés dans la matrice, indiquant notamment un lessivage du Calcium.

Ces caractères confèrent à la roche observée en lame mince en "lumière naturelle" une allure limpide qui permet de la séparer aisément des faciès des schistes verts banals rendus nuageux par la fine dispersion de chlorite, épidote, leucoxène, etc. Les diagrammes de RX ont une allure générale "propre", en raison de la réduction du nombre de minéraux constituant l'association ($Qz + Mu + Ch + Ab...$). Les paragenèses d'hydrothermalisme intense évoluent vers des paragenèses monominérales.

*18 est situé stratigraphiquement sous la zone minéralisée.

A la mine Louvem, les échantillons de dacite peu microporphyrrique (735,736) appartiennent à la coulée de dacite où est creusé le puits de la zone 4 (cette coulée a été signalée par SHARPE, 1968, mais oubliée dans les cartographies minières ultérieures). Cette lave présente les caractères d'une altération hydrothermale intense avec silicification et lessivage total des feldspaths. Vers l'ouest, à sa terminaison (736), elle est comprise entre un microgranite albitique non hydrothermalisé à la base (54), et un tuf à blocs au sommet (55,56). La présence d'un tel horizon métasomatisé au dessus d'une couche non altérée, laisse penser que l'altération hydrothermale a, dans ce cas, pour origine, des fluides (issus de sources chaudes?) dont la circulation était subsynchrone du dépôt de la dacite. Le tuf à blocs qui la surmonte contient les amas minéralisés de la zone 4 de Louvem.

INTERPRÉTATIONS

Les roches non lessivées sont en général hypopotassiques. Elles l'étaient d'ailleurs avant toute altération, comme le prouvent l'absence de feldspaths potassiques frais ou relictuels même dans les faciès les plus felsiques, et la faible abondance de biotite.

L'enrichissement en potassium et, localement, en silice, est-il relatif (conséquence du lessivage d'autres éléments tels Na, Ca...) ou absolu (du à des apports extérieurs)? Tout dépend vraisemblablement de l'échelle considérée pour l'étude de ces phénomènes.

- A grande échelle (coulée de lave par exemple ou, a fortiori, échantillon, la potassification est manifestement absolue. En effet, en ce qui concerne la potassification, on constate que:

- . Ce phénomène est fréquent mais toujours très localisé;
- . Sauf très exceptionnellement, il n'affecte pas intimement la roche: les micas blancs (ce sont les principaux minéraux potassiques) "n'envahissent" pas la roche, mais sont localisés dans des systèmes de veinules et microveinules; en dehors de ces zones, la matrice est généralement hypopotassique. Cette répartition témoigne d'une cristallisation à partir de fluides.

Quant à la silicification, on note qu'elle se manifeste par un remplacement progressif des constituants de la roche, apparemment alimenté par des veinules de quartz qui, de la périphérie vers le coeur de la zone silicifiée, forment un réseau de plus en plus dense.

L'association fréquente de leucoxène, de pyrite ± chalcopryrite aux veinules de mica blanc indique que ces circulations peuvent être potentiellement minéralisatrices; mais ce n'est que localement que se produit une altération hydrothermale intense à laquelle est associé le dépôt de minéralisations économiques.

- A une échelle régionale, l'hypothèse de ROBERT (1980), fondée sur la comparaison de la géochimie minière de Manitou aux géochimies locale et régionale semble pétrographiquement plausible: "...l'altération hydrothermale intense associée au gisement de Manitou-Barvue est une intensification locale de phénomènes d'altération à grande échelle qui affectent une certaine portion de l'empilement volcanique". Il est en effet facile de chercher l'origine des concentrations locales en potassium dans un lessivage, même faible de toute la série volcanique.

CHAPITRE IV

GEOCHIMIE

TABLEAU N°4

Nombre d'analyses

Cr, Co, Ni, etc.	Y, Zr, Nb, Sr, Rb	Majeurs	
2	2	2	● Basaltes à amphiboles et boules d'épidote (Basaltes à "Am-Ep").
5	5	5	☉ Basaltes à microphénocristaux de plagioclase (Basaltes à "Pl").
8	14	13	★ Andésites Andésites - dacites porphyriques massives
11	14	14	Υ Dacites
9	11	11	X Rhyolites
10	14	15	* Microdiorites quartziques
5	5	5	◆ Microgranites albitiques
13	28	29	▲ Pyroclastites

LISTE DES FIGURÉS EMPLOYÉS

RÉSUMÉ

On distingue trois groupes de faciès, représentés par:

1 - Les basaltes à "Am-Ep" à la base de la formation de Val d'Or, géochimiquement apparentés aux andésites.

2 - Les andésites, qui, dans toute la formation, sont cogénétiques des pyroclastites, des filon-couches et des laves felsiques.

3 - Les basaltes à plagioclase, géochimiquement très différents de (1) et (2), marquent le passage à la formation de Héva.

On hésite pour rattacher ces trois lignées au domaine tholéiitique ou au domaine calcoalcalin. Leur cachet géochimique est calcoalcalin, mais la nature du fractionnement à Pl Cpx Ol leur confère une certaine affinité tholéiitique, très nette pour les basaltes à "Pl". Les basaltes à "Am-Ep" montrent peut-être un fractionnement hydroxylé (à amphiboles) précoce, dans une chambre magmatique intermédiaire.

Les pyroclastites monogéniques peuvent être utilisées efficacement en géochimie pour l'étude du magmatisme, car leur composition globale est bien représentative de la composition (après altération) de la lave qui leur a donné naissance.

Les altérations montrent une grande mobilité de Na, K, Rb, moindre de Ca et Sr.

- La spilitisation sodifie et dépotassifie les roches, mais la série volcanique avant altération était hypopotassique.

- La potassification, très fréquente, et reconnue dans les domaines minéralisés, n'est pas intense.

- La silicification intense signale les amas minéralisés. Ce phénomène est très localisé contrairement à la potassification qui entoure plus largement les secteurs miniers.

1 - EXPOSÉ DES PROBLÈMES

Les études géochimiques actuellement menées en Abitibi appartiennent à deux catégories tout à fait différentes par leur échelle et leur méthodologie, sinon par leur esprit.

Dans le premier cas, elles ont pour objet de préciser un problème géochimique particulier et local, généralement lié à des phénomènes d'altération au voisinage de minéralisations (ROBERT, 1980, RAYMOND, 1983; SPITZ & DARLING, 1975, 1978; HASHIGUCHI & al., 1983).

Dans le second cas, leur but est de dresser, à l'aide d'études ou de compilations locales et régionales, un "schéma" général d'évolution (magmatique, métamorphique..) de tout ou partie de la ceinture abitibienne (un des premiers travaux est celui de DESCARREUX, 1972. Citons, plus tard, les travaux de GELINAS et al., 1976; WAYNE, 1980; CAPDEVILLA et al., 1982).

Entre les deux, les études thématiques (JOLLY, 1977), ou locales (CAMPIGLIO, 1977) qui, afin de compenser leur caractère évidemment spécifique, cherchent, dans leur esprit et dans leurs conclusions, une possibilité de généralisation, sont plus rares. C'est dans ce groupe que nous classons ce travail.

Les caractères de la géochimie régionale et locale ont été résumés au Chapitre I. Rappelons simplement, pour mémoire, que le complexe volcanique de Val d'Or, où se fait l'étude, est caractérisé par un bimagmatisme tholéiitique-calcoalcalin, le calcoalcalin étant notamment typique de l'encaissant des minéralisations (formation de Val d'Or). Le complexe "repose" sur d'importantes séquences de laves ultra-mafiques et mafiques, de mise en place sous-marine à grande profondeur, appartenant à des lignées tholéiitiques et komatiitiques.

1.1 - BUT DE L'ETUDE *

Il peut être résumé en trois points:

- 1/ Déterminer la nature géochimique des différents types de volcanites rencontrés.
- 2/ Apporter des précisions inédites sur la nature du magmatisme local: existe-t-il une ou plusieurs séries magmatiques? Quelle est leur nature et la nature de la source originelle? Peut-on préciser le processus de différenciation du magma, le taux de fusion partielle du manteau?
- 3/ Préciser l'empreinte géochimique des différentes altérations éventuellement associées à des minéralisations.

1.2 - PROBLÈMES D'ÉCHANTILLONNAGE

La matière première de cette étude est constituée par des matériaux spilitisés, métamorphisés sous le faciès des schistes verts, éventuellement muscovitisés, carbonatisés et silicifiés.

Dans la mesure du possible (ce mot n'a véritablement un sens que pour un géologue familier de l'Archéen !), on a, lors de l'échantillonnage:

- évité les altérations superficielles et les altérations tardives;
- évité les faciès trop muscovitisés, silicifiés, carbonatisés; quelques échantillons présentant ces caractères permettront de faire une étude des altérations;
- évité les zones de cisaillement intense;
- préféré, pour traiter les questions de magmatisme, les faciès de grain fin, plus représentatifs de la composition du liquide primaire. Dans le cas des roches pyroclastiques, le problème est délicat: les tufs à cristaux de texture fine et homogène devraient fournir de bons résultats; quelques tufs à lapilli grossiers ont été échantillonnés globalement, afin de mesurer la variabilité chimique imposée par l'hétérogénéité de texture; dans certains tufs à blocs, on a échantillonné séparément le bloc (classé avec les laves) et la matrice associée. **

* La géochimie est fondée sur l'analyse des éléments majeurs classiques, et sur certaines traces (Y, Zr, Nb, Sr, Rb, Co, Cr, Cu, Ni, Zn, V, Li, Pb, Ag).

** Blocs: échantillons N° 5, 7 et 36; matrices correspondantes: échantillons N° 6, 8 et 35.

1.3 - RAPPEL DES CONCLUSIONS D'INTÉRÊT GÉOCHIMIQUE DE L'ÉTUDE

PÉTROGRAPHIQUE

1.3.1 - Altérations des volcanites

Toutes les roches étudiées ont subi une altération hydrothermale générale (spilitisation), puis un métamorphisme régional se rapportant au faciès des schistes verts. D'autre part, des altérations hydrothermales localisées, d'intensité variable, sont fréquentes (muscovitisation, silicification, carbonatation, tourmalinisation).

- La spilitisation se manifeste par une albitisation généralement totale du plagioclase et, plus précisément, par l'apparition d'une paragenèse à $Ab \pm Ch \pm Ep/Cz \pm Qz$ en proportions variables suivant la maficité de la roche. D'après les observations de LUDDEN et al. (1982) et les conclusions des études expérimentales de MOTTL (1983), cette association est le signe d'un lessivage hydrothermal plus intense que lorsque la paragenèse contient de l'actinote (dans les faciès mafiques).

Les teneurs en alcalins sont évidemment modifiées, avec dépotassification et sodification, mais en outre, sous de fortes conditions de spilitisation, une certaine dérive du rapport FeO/MgO peut apparaître (LUDDEN et al., 1982).

- La muscovitisation, phénomène fréquent mais de répartition très inégale, entraîne une forte augmentation des teneurs en K et en Rb (ces deux éléments ont un comportement voisin), éventuellement en Al des roches qu'elle affecte.

- La carbonatation est également fréquente, de répartition inégale. On a montré qu'elle était essentiellement métasomatique; CO_2 et Ca sont donc largement surestimés dans les faciès carbonatisés. Des calcimétries ont été réalisées sur ces faciès pour tenir compte de l'apport secondaire, dans les analyses chimiques.

- L'épidotisation est relativement topochimique lorsqu'elle est spilitique de faible intensité; cependant, elle peut être fortement métasomatique, plus tardive. Dans ce cas, elle entraîne une augmentation des teneurs en Ca (et Sr).

- La silicification, lorsqu'elle est intense, se manifeste par un lessivage poussé de tous les minéraux à l'exception du quartz et éventuellement du mica blanc. Elle est typique autour des amas minéralisés. On observe donc, géochimiquement, une forte silicification des matériaux accompagnée d'une chute des teneurs pour tous les autres éléments majeurs, y compris Ti (les minéraux titanés disparaissent des associations minéralogiques issues d'un lessivage intense.)

- La tourmalinisation est vraisemblablement trop limitée pour être accompagnée de modifications géochimiques significatives.

- Le métamorphisme régional kénoréen semble être relativement topochimique.

En conclusion:

Les teneurs en Na, K, Ca, Rb, Sr ne sont utilisables que pour caractériser certaines altérations.

L'étude de la genèse des roches acides, qui repose largement sur les variations des teneurs en alcalins et alcalino-terreux, sera délicate.

Le rapport Fe/Mg doit être utilisé avec précautions et réserves. La modification de ce rapport résulte partiellement d'une variation des teneurs en Mg au cours de la spilitisation (MOTTL, 1983).

Pratiquement, les seuls indices de différenciation dignes de confiance utiliseront des éléments particulièrement inertes aux phénomènes d'altération (Zr, Nb, Y). Les indices utilisant les alcalins sont évidemment éliminés.

Les teneurs en Si, Al, Fe, Mg, utilisées avec discernement, permettront de tirer des conclusions intéressantes.

Parmi les éléments en traces dont nous disposons, Y, Zr, et Nb sont actuellement considérés comme étant les plus inertes. Lors des phénomènes de potassification ou carbonatation, leurs teneurs sont susceptibles de varier légèrement par dilution, mais les rapports entre eux ne sont généralement pas modifiés.

1.3.2 - Magmatisme

Les laves se sont épanchées en milieu sous-aquatique marin.

Les laves et les roches hypabyssales présentent des caractères minéralogiques (cristaux de hornblende, pyroxène et apatite) ou/et texturaux (microtextures relictuelles des cristaux de feldspaths) suggérant une affinité calco-alcaline des magmas dont elles sont issues. On a associé les pyroclastites à ce groupe de roches.

Un éventuel caractère cumulatif des basaltes à "Am-Ep" (riches en hornblende) et des filon-couches (très plagioclasiques) sera discuté plus loin.

Seuls les leucobasaltes aphyriques, pour lesquels on possède uniquement des informations de terrain, présentent les caractères d'un volcanisme basaltique de grande profondeur dont les études géochimiques régionales suggèrent qu'il est tholéiitique.

1.4 - PRINCIPE DE LA DIAGRAMMATIQUE EN GÉOCHIMIE

La diagrammatique appliquée à la géologie doit son succès grandissant à son aptitude à montrer très simplement des phénomènes géologiques qui ne seraient accessibles, sans elle, que par des calculs statistiques parfois complexes, et souvent délicats à interpréter.

Le problème a été bien présenté, en langue française, par PIBOULE (1979) et, à l'heure actuelle, les articles de référence les plus connus concernant les études magmatiques (fractionnement, fusion partielle,

etc.) sont ceux de HANSON (1980), PEARCE & NORRY (1979), BOUGAULT et al. (1985). Signalons également le travail de BOUGAULT (1980) sur les caractères géochimiques des éléments de transition, et la similitude de comportement Y-Tb, Zr-Hf et Nb-Ta qui permet d'avoir une idée des spectres de terres rares à partir des spectres restreints Y-Zr-Nb.

Le principe de la méthode diagrammatique est généralement de corrélérer, par deux ou par trois, des éléments entre lesquels on présume une affinité ou un antithétisme de comportement au cours des phénomènes géologiques, et de signaler les éléments dont la distribution paraît tout à fait aléatoire. Dans tous les cas, on cherche à déterminer les "lois géologiques" qui sont responsables de ces distributions (loi magmatique, altération métamorphique, etc).

	III A	IV A	V A
Transition series	0.91	0.88	0.89
1	Sc	Ti	V
	370	9.88	8.47
	0.92	0.79	0.89
2	Y	Zr	Nb
	328	506	7.25
	0.92	0.78	0.88
3	La	Hf	Ta
	263	513	7.38
	0.92	0.78	0.88
4		Th	
		102	
		392	
			Element

La partie de cette étude orientée vers la caractérisation du magmatisme est principalement fondée sur l'utilisation d'éléments marqueurs peu mobiles (Si, Al, Fe, Ti) ou inertes (Y, Zr, Nb) de très faible ($\ll 1$) coefficient de partage* (fig.62).

Bien entendu, les informations sur l'évolution du magmatisme que l'on tire du comportement des éléments hygromagmaphiles ne sont dignes de confiance que s'ils conservent effectivement leur caractère incompatible. Dans le cas contraire, on pourra simplement "observer géochimiquement" la précipitation de telle ou telle phase minérale: Yttrium concentré par les amphiboles et l'apatite, Zirconium par le zircon, Titane par la magnétite...

Fig.62 Coefficients de partage relatifs des principaux éléments hygromagmaphiles, d'après BOUGAULT, (1980). (Ex: Ti plus incompatible que Sc et moins que Zr.)

1.5 - ETUDE DES MOYENNES

Pour comparaison, nous donnons, dans le tableau n°7, la composition chimique moyenne de laves tholéitiques et calcoalcalines primitives de l'Abitibi (d'après JOLLY, 1977).

Les basaltes à "Am-Ep" et les basaltes à "Pl".

Lorsqu'on souhaite caractériser le magmatisme, il est toujours préférable d'utiliser les faciès primitifs, donc si possible, les laves mafiques et ultramafiques.

Nous avons donc résumé, pour les basaltes à "Am-Ep" et les basaltes à "Pl" les réflexions suggérées par leur chimie générale (fig.63).

* Le coefficient de partage solide /liquide diminue avec l'affinité d'un élément donné pour la phase liquide au cours des phénomènes magmatiques.

TABLEAU N°5

Basaltes à "Ep - Am"
(2 échantillons !)

	MAX	MIN
SiO ₂	49.56	47.86
Al ₂ O ₃	16.61	12.39
Fe ₂ O ₃	16.39	11.65
MgO	6.49	6.29
CaO	13.68	8.85
Na ₂ O	3.58	1.57
K ₂ O	1.38	0.28
TiO ₂	1.23	0.96
MnO	0.18	0.14
P ₂ O ₅	0.59	0.57

MOYENNES DES TENEURS EN ELEMENTS MAJEURS (LAVES ET INTRUSIFS)
Basaltes à "Pl"
(5 échantillons)

	MOYENNE	VARIANCE	EC-TYPE	MAX	MIN
SiO ₂	53.45	11.83	3.32	58.22	48.17
Al ₂ O ₃	19.27	2.51	1.58	21.94	17.33
Fe ₂ O ₃	9.74	2.81	1.68	12.58	7.96
MgO	4.66	0.78	0.84	5.51	3.48
CaO	7.38	3.75	1.94	10.58	4.58
Na ₂ O	4.82	1.66	1.29	6.83	2.27
K ₂ O	0.21	0.89	0.38	0.81	0.02
TiO ₂	0.95	0.82	0.15	1.21	0.76
MnO	0.19	0.88	0.03	0.23	0.13
P ₂ O ₅	0.13	0.88	0.02	0.15	0.10

Rhyolites
(11 échantillons)

	MOYENNE	VARIANCE	EC-TYPE	MAX	MIN
SiO ₂	74.22	1.38	1.17	76.18	72.31
Al ₂ O ₃	12.94	0.61	0.78	14.84	11.53
Fe ₂ O ₃	2.94	1.94	1.39	5.87	0.98
MgO	0.74	0.73	0.85	2.28	0.80
CaO	2.86	1.12	1.86	5.21	1.89
Na ₂ O	4.63	1.48	1.18	5.83	2.38
K ₂ O	0.79	0.25	0.59	2.21	0.86
TiO ₂	0.67	0.12	0.35	1.29	0.12
MnO	0.86	0.88	0.84	0.17	0.83
P ₂ O ₅	0.13	0.88	0.86	0.24	0.05

Microgranites albitiques
(5 échantillons)

	MOYENNE	VARIANCE	EC-TYPE	MAX	MIN
SiO ₂	74.39	5.19	2.28	77.87	71.27
Al ₂ O ₃	13.15	1.86	1.36	14.78	11.57
Fe ₂ O ₃	3.66	1.38	1.14	4.98	1.92
MgO	1.23	0.51	0.71	2.23	0.86
CaO	1.21	0.29	0.53	2.24	0.78
Na ₂ O	4.25	2.28	1.31	6.85	1.57
K ₂ O	1.86	0.64	0.88	2.49	0.89
TiO ₂	0.67	0.07	0.26	0.96	0.24
MnO	0.86	0.88	0.82	0.87	0.83
P ₂ O ₅	0.22	0.88	0.87	0.29	0.12

- 122 -

Microdiorites quartziques
(14 échantillons)

	MOYENNE	VARIANCE	EC-TYPE	MAX	MIN
SiO ₂	68.85	3.48	2.34	65.18	57.56
Al ₂ O ₃	16.89	1.38	1.17	19.38	15.81
Fe ₂ O ₃	7.46	1.38	1.18	18.57	5.85
MgO	5.87	1.13	1.86	6.63	3.26
CaO	4.67	4.92	2.22	7.62	1.81
Na ₂ O	3.59	1.23	1.11	5.97	2.21
K ₂ O	0.43	0.13	0.36	1.19	0.08
TiO ₂	0.73	0.83	0.16	0.95	0.34
MnO	0.11	0.88	0.85	0.25	0.84
P ₂ O ₅	0.21	0.81	0.88	0.44	0.16

Dacites
(9 échantillons)

	MOYENNE	VARIANCE	EC-TYPE	MAX	MIN
SiO ₂	45.12	17.87	4.23	69.79	35.32
Al ₂ O ₃	15.56	1.35	1.16	17.32	13.44
Fe ₂ O ₃	6.99	4.64	2.16	9.99	3.46
MgO	3.11	5.85	2.42	9.48	0.29
CaO	3.29	1.71	1.31	6.32	1.84
Na ₂ O	3.35	0.88	0.94	5.95	2.84
K ₂ O	1.26	0.37	0.61	1.99	0.14
TiO ₂	0.95	0.16	0.48	1.98	0.61
MnO	0.11	0.88	0.85	0.28	0.06
P ₂ O ₅	0.27	0.88	0.84	0.32	0.28

Andésites
(11 échantillons)

	MOYENNE	VARIANCE	EC-TYPE	MAX	MIN
SiO ₂	64.85	17.88	4.22	67.74	54.48
Al ₂ O ₃	17.37	3.58	1.87	20.78	14.87
Fe ₂ O ₃	7.77	3.21	1.79	11.39	5.88
MgO	4.15	2.99	1.73	7.91	1.94
CaO	4.18	3.07	1.86	8.17	1.96
Na ₂ O	3.76	0.69	0.83	5.26	2.12
K ₂ O	0.49	0.38	0.62	1.98	0.81
TiO ₂	0.91	0.18	0.42	1.72	0.31
MnO	0.11	0.88	0.82	0.16	0.88
P ₂ O ₅	0.22	0.88	0.86	0.25	0.14

MOYENNE DES ANALYSES CHIMIQUES (ELEMENTS MAJEURS)

POUR LES ROCHES PYROCLASTIQUES

Pyroclastites andésitiques
(5 échantillons)

	MOYENNE	VARIANCE	EC-TYPE	MAX	MIN
SiO ₂	68.42	0.66	0.81	61.74	59.54
Al ₂ O ₃	15.29	0.58	2.92	18.82	9.87
Fe ₂ O ₃	7.38	2.29	1.51	9.74	5.13
MgO	7.13	0.11	2.85	12.59	4.83
CaO	4.74	12.98	3.59	11.15	0.51
Na ₂ O	3.58	3.41	1.85	5.73	0.38
K ₂ O	0.48	0.12	0.35	1.95	0.07
TiO ₂	0.65	0.14	0.38	1.88	0.13
MnO	0.21	0.02	0.12	0.43	0.09
P ₂ O ₅	0.21	0.88	0.86	0.32	0.14

Pyroclastites dacitiques
(16 échantillons)

	MOYENNE	VARIANCE	EC-TYPE	MAX	MIN
SiO ₂	65.79	3.92	1.98	68.67	62.14
Al ₂ O ₃	15.64	0.69	0.83	18.29	14.89
Fe ₂ O ₃	5.99	2.89	1.45	8.88	2.94
MgO	3.37	3.45	1.86	6.95	0.18
CaO	3.84	2.01	1.42	5.46	0.43
Na ₂ O	4.86	1.73	1.32	5.49	0.87
K ₂ O	1.82	0.87	0.94	2.64	0.83
TiO ₂	0.79	0.88	0.28	1.42	0.28
MnO	0.18	0.88	0.83	0.16	0.86
P ₂ O ₅	0.21	0.81	0.87	0.48	0.13

TABLEAU N°6

Pyroclastites rhyolitiques
(8 échantillons)

	MOYENNE	VARIANCE	EC-TYPE	MAX	MIN
SiO ₂	75.18	17.26	4.15	84.87	78.49
Al ₂ O ₃	11.97	1.51	1.23	13.61	9.54
Fe ₂ O ₃	4.34	2.16	1.47	5.97	1.26
MgO	2.53	1.83	1.35	5.08	0.73
CaO	1.36	1.26	1.12	3.53	0.18
Na ₂ O	2.75	2.19	1.48	4.38	0.49
K ₂ O	1.87	0.47	0.69	1.99	0.11
TiO ₂	0.63	0.21	0.45	1.69	0.13
MnO	0.89	0.88	0.86	0.28	0.81
P ₂ O ₅	0.17	0.81	0.18	0.32	0.08

Tableau N° 7 : Composition moyenne des volcanites de l'Abitibi d'après JOLLY (1977).

Class	Mafic basalt	Basalt	Basaltic andesite	Andesite	Dacite	Rhyolite
Tholeiitic suite						
No. 1	14	19	15	12	7	
SiO ₂	45.8 (48.6)	47.6 (50.0)	51.1 (52.7)	57.5 (60.2)	69.6 (72.5)	
Al ₂ O ₃	14.6 (15.5)	14.1 (14.8)	13.6 (14.0)	12.1 (12.6)	10.3 (10.7)	
FeO ¹	13.7 (14.5)	14.5 (15.2)	15.6 (16.1)	12.1 (12.7)	5.88 (6.13)	
MgO	7.20 (7.64)	5.13 (5.39)	4.46 (4.60)	2.85 (2.98)	1.93 (2.01)	
CaO	8.24 (8.75)	8.40 (8.83)	7.00 (7.22)	5.77 (6.04)	3.13 (3.26)	
Na ₂ O	2.45 (2.60)	2.65 (2.79)	2.75 (2.84)	3.22 (3.37)	3.54 (3.69)	
K ₂ O	0.15 (0.16)	0.35 (0.37)	0.53 (0.57)	0.67 (0.70)	0.79 (0.82)	
TiO ₂	1.82 (1.93)	2.14 (2.25)	1.68 (1.73)	1.23 (1.29)	0.79 (0.79)	
MnO	0.22 (0.23)	0.25 (0.26)	0.19 (0.20)	0.12 (0.13)	0.03 (0.03)	
Ni (ppm)	175	105	85	45	20	
Cr (ppm)	218	85	54	38	12	
Primitive calc-alkaline suite						
No. 1	8	28	15	5	4	
SiO ₂	47.7 (48.6)	51.1 (52.3)	56.2 (57.1)	67.0 (67.6)	71.4 (73.1)	
Al ₂ O ₃	17.6 (17.9)	17.2 (17.6)	16.1 (16.4)	14.1 (14.2)	13.2 (13.5)	
FeO ¹	11.0 (11.2)	10.4 (10.6)	9.15 (9.30)	5.89 (5.94)	3.92 (4.01)	
MgO	5.53 (5.63)	5.46 (5.59)	4.18 (4.25)	2.10 (2.11)	0.82 (0.84)	
CaO	10.5 (10.7)	7.59 (7.79)	6.84 (6.96)	3.21 (3.24)	2.03 (2.08)	
Na ₂ O	3.75 (3.82)	3.95 (4.04)	4.10 (4.17)	4.73 (4.77)	4.07 (4.17)	
K ₂ O	0.57 (0.58)	0.68 (0.70)	0.82 (0.83)	1.25 (1.26)	1.60 (1.62)	
TiO ₂	1.24 (1.26)	1.16 (1.19)	0.93 (0.95)	0.74 (0.75)	0.58 (0.59)	
MnO	0.15 (0.15)	0.13 (0.13)	0.11 (0.11)	0.06 (0.06)	0.03 (0.03)	
Ni (ppm)	170	155	115	53	60	
Cr (ppm)	108	95	70	38	23	

Footnotes

¹Number of analyses

Values in parenthesis recalculated less volatiles

Compositions in weight per cent unless otherwise specified

FeO represents total Fe as FeO.

	<u>Basaltes à boules</u> <u>d'épidote et amphiboles</u> (Basaltes à "Am-Ep")	<u>Basaltes microlitiques</u> <u>à plagioclase</u> (Basaltes à "Pl")
SiO ₂	Faciès basaltique typique	Faciès basaltique évolué, à la limite du champ des andésites.
Al ₂ O ₃	Comme celles des basaltes subalcalins tholéitiques de l'Abitibi.	Faciès très franchement peralumineux, indice d'une série calco-alcaline ou alcaline (voir plus bas).
MgO	-idem-	Faibles teneurs, indices d'un faciès basaltique "évolué"
CaO (avec réserves)	Très variable en raison des altérations; son abondance pourrait suggérer une affinité calco-alcaline.	
TiO ₂	Très faible; basalte calco-alcalin ou basalte tholéitique primitif.	Très faible; basalte calco-alcalin
P ₂ O ₅	0,58%: teneur liée à la présence d'apatite modale.	0,13%: teneur élevée
Cr, Ni	Très élevées pour un basalte. Suggèrent une lave peu évoluée, d'origine mantellique.	Variable en fonction du degré d'évolution.
Rapports d'éléments incompatibles	La constance de ces rapports, quel que soit le degré d'évolution, suggère une évolution par cristallisation fractionnée.	
Nb/Y	= 0,28 < 0,7, donc série sub-alcaline.	= 0,18 < 0,7 donc série sub-alcaline.
Zr	Très élevée pour un basalte primitif. Cette contradiction apparente peut être expliquée par un faible taux de fusion partielle d'une source, d'ailleurs enrichie.	Teneurs cohérentes pour un basalte modérément évolué.

Fig.63 . - Interprétations magmatiques simples tirées de l'examen des tableaux d'analyse. Les compositions chimiques moyennes auxquelles il est fait référence dans cette figure se trouvent dans les tableaux 5 et 6 pp. 122 et 123.

La principale conclusion à tirer est que ces laves sont franchement subalcalines. Elles présentent de nombreuses affinités avec des roches de séries calcoalcalines, mais cette tendance n'est jamais véritablement typique.

En outre, les deux types de basaltes appartiennent manifestement à des lignées magmatiques distinctes.

Les andésites et les microdiorites quartziques ont des compositions chimiques similaires suggérant une même origine. Ces roches sont très alumineuses, proches mais cependant différentes des basaltes à "Am-Ep" pour certains éléments marqueurs d'évolution magmatique (P, Cr, Ni, Y, Zr, Nb).

La grande variabilité des rapports Fe/Mg, Li/Mg, et des teneurs en chrome et nickel indique que la série des andésites exhibe des faciès très différents par leur degré d'évolution.

La présence des andésites soulève le problème de l'origine d'une telle série intermédiaire: correspond-elle à une lignée de fractionnement particulière, ou dérive-t-elle, par fractionnement, ou mélange, ou contamination, d'une des deux lignées basaltiques reconnues?

Les rhyolites et les microgranites albitiques ont une composition chimique générale proche de celle des rhyolites calcoalcalines de l'Abitibi. Leurs teneurs en zirconium, yttrium et niobium les séparent mal de la série des andésites dont elles pourraient constituer les faciès les plus évolués.

Les pyroclastites présentent, en raison de leur hétérogénéité pétrographique, une importante variabilité de leurs teneurs en éléments majeurs et traces. Cependant, on constate que les rapports d'éléments hygromagmaphiles (Zr/Y, Nb/Y) ont, pour un même faciès, une constance bien supérieure à celle que l'on aurait pu attendre connaissant les conditions d'échantillonnage. En conséquence, une comparaison avec les faciès laviques permettra, malgré tout, des déductions fructueuses sur la nature du magmatisme dont elles sont issues.

Remarques:

- Les teneurs en titane et en fer, et les rapports dans lesquels ces éléments interviennent sont très variables. Ceci peut s'expliquer (cf. la pétrographie) par des enrichissements localisés en oxydes de titane (associés aux zones à muscovite) ou, au contraire, par la disparition de ces minéraux dans les zones ayant subi une forte métasomatose siliceuse.

- Les teneurs en potassium sont généralement très faibles ($K_2O < 0,2\%$ dans les basaltes, $< 2\%$ dans les laves felsiques), sauf dans le cas de fortes muscovitisations. Elles sont cependant en accord avec les teneurs moyennes du groupe de Malartic Supérieur (GELINAS et al., 1976, JOLLY, 1977). Un éventuel caractère hypopotassique primaire de ces roches sera discuté dans le paragraphe consacré aux altérations.

2 - CARACTÈRES DU MAGMATISME

Le but de ce deuxième paragraphe est de déterminer le nombre et la nature des lignées volcaniques, la nature de la (ou des) source(s), les lois géochimiques, et par conséquent géologiques, réglant l'évolution des magmas, et si possible, de préciser quel est le site géotectonique de mise en place le plus probable.

2.1 - CHOIX D'UN INDICE DE DIFFÉRENCIATION

Pour l'étude du magmatisme, il est nécessaire de pouvoir évaluer le degré géochimique de différenciation des roches. Son évolution se manifeste par une diminution progressive des teneurs en éléments à fort coefficient de partage (Cr, Ni, Mg), opposée à un enrichissement en éléments hygromagmaphiles (Si, Al, Fe, Ti, Y, Zr, Nb).

Cependant, si l'on peut avoir une idée du caractère plus ou moins différencié de lignées distinctes, des comparaisons précises ne peuvent être faites qu'à l'intérieur d'une même lignée.

Pour les raisons mentionnées plus haut, les indices de différenciation fondés sur les éléments alcalins et alcalinoterreux sont inutilisables (indice de Miyashiro, indice de Larsen). Il en est de même ici pour le rapport FeO/MgO , fréquemment employé lorsque les conditions sont meilleures.

Les teneurs en éléments les plus hygromagmaphiles (Y, Zr, Nb) constitueraient donc a priori le meilleur indice de différenciation. Le niobium, qui est l'élément le plus incompatible (fig. 62) devrait être préféré à Zr et à Y. Cependant, les conditions d'analyse imposent une médiocre reproductibilité des analyses lorsque les teneurs sont faibles, ce qui est le cas ici (4 à 12 ppm). On préférera donc utiliser le zirconium qui a le comportement d'un élément très incompatible car le zircon est absent de tous les faciès, même les plus felsiques: le magma n'avait pas atteint le stade d'évolution où le zirconium quitte la phase liquide pour précipiter. D'ailleurs, on ne note pas, dans le diagramme Nb-Zr, une chute des teneurs en Zr qui serait la conséquence d'un tel phénomène.

2.2 - ORIGINE MAGMATIQUE DES ROCHES: LIQUIDES OU CUMULATS

L'étude de l'origine des roches mafiques est principalement fondée sur l'interprétation du comportement des éléments à faible coefficient de partage dans les liquides au cours des processus magmatiques. Pour ce but, il est donc préférable d'éviter l'échantillonnage de roches à tendance cumulative dont les teneurs en éléments, incompatibles ou non, ne sont pas représentatives de l'évolution du liquide (PEARCE, non publié). Toutefois, lorsque les conditions d'échantillonnage ne permettent pas d'ignorer ces faciès, il est nécessaire, avant tout traitement géochimique, d'être conscient de leur nature cumulative, afin de pouvoir apprécier l'influence de ce caractère sur l'évolution des éléments étudiés.

- Les teneurs en MgO des basaltes à "Am-Ep" (6,40%) et des basaltes à "Pl" (4,70%) sont en accord avec celles des basaltes moyens de l'Abitibi (JOLLY, 1977); elles n'indiquent pas de tendance cumulative à olivine.

- PEARCE (non publié) propose de discriminer les liquides basaltiques des cumulats, quelle qu'en soit la nature, en considérant que les premiers ont $1\% < TiO_2 < 2\%$ et $13\% < Al_2O_3 < 18\%$. Ce procédé est utilisable pour les basaltes à "Am-Ep", primitifs (ils n'auraient pas d'origine cumulative), mais non pour les basaltes à "Pl", de tendance andésitique ($SiO_2 = 53,5\%$; $MgO = 4,7\%$).

Cependant, pour ces deux faciès, un détail peut suggérer une origine cumulative:

. Les basaltes à "Am-Ep" sont très riches en Cr (576ppm), Ni (193ppm), Co (45ppm). En outre, ils contiennent des enclaves magmatiques constituées d'amas de fantômes de cristaux automorphes de hornblende et de pyroxènes baignant dans une matrice chlorito-actinolitique feldspathique. Cette présence d'enclaves serait le signe d'un fractionnement précoce de minéraux ferro-magnésiens; elle influera sur la chimie des roches (notamment sur les teneurs en yttrium *).

. Les basaltes à "Pl" sont très riches en Al_2O_3 (17 à 22%). Il peut s'agir de lave à tendance cumulative plagioclasique (la teneur en Al_2O_3 augmente naturellement avec la proportion de microphénocristaux de plagioclase). Toutefois, le faciès totalement aphyrique (n°755) contient 19% d'alumine, ce qui est largement supérieur aux teneurs des basaltes de l'Abitibi (basaltes tholéitiques: 14%; basaltes calcoalcalins: 17,5%; JOLLY, 1977). Il faut donc envisager un processus non cumulatif pour expliquer le caractère alumineux de ces laves.

- La succession stratigraphique des différentes unités suggère d'ailleurs un fractionnement dont la nature aurait évolué au cours du temps:

. La base de la formation de Val d'Or serait marquée par un fractionnement de minéraux ferro-magnésiens, comme en témoignent les enclaves magmatiques hornblenditiques et pyroxénitiques des basaltes à "Am-Ep".

. Pour le reste de la formation, un fractionnement plagioclasique (et pyroxénitique?) est suggéré par la présence de certaines laves riches en plagioclase, (andésites-dacites porphyriques massives) et plus particulièrement par l'existence des filon-couches, très microporphyriques ($Pl=40$ à 70%), qui sont les seules roches intermédiaires à contenir des fantômes de pyroxène: ils sont l'indice d'une mise en place supracrustale, et possèdent peut-être une tendance cumulative.

Certaines laves andésitiques et certaines laves felsiques dépourvues de phénocristaux de plagioclase correspondraient à des liquides évolués.

* PEARCE et NORRY (1979): le coefficient de partage hornblende/liquide basaltique pour l'yttrium est de 1; au cours du fractionnement d'amphiboles, les liquides résultants seront relativement moins enrichis en cet élément. Ce caractère est accentué par la présence dans les enclaves, d'apatite, qui concentre fortement l'yttrium.

2.3 - CLASSIFICATION ET TYPOLOGIE MAGMATIQUE DES VOLCANITES

Les classification utilisant les éléments mobiles au cours des altérations sont à proscrire (c'est notamment le cas pour le diagramme de IRVINE et BARAGAR, 1971, fondé sur les éléments alcalins).

On a donc fait usage des diagrammes de WINCHESTER et al. (1976: SiO_2 - Zr/TiO_2) et WINCHESTER et FLOYD (1977: Zr/TiO_2 - Nb/Y): ils sont fondés au moins partiellement sur des rapports d'éléments peu sensibles aux altérations, et incompatibles donc susceptibles d'apporter des informations sur la nature des lignées magmatiques.

Des réserves sont cependant nécessaires pour SiO_2 et TiO_2 car la pétrographie a révélé des métasomatoses pouvant faire varier leurs teneurs (silicifications, lessivage du leucoxène, etc). Par contre, le rapport Nb/Y est relativement sûr.

Les diagrammes SiO_2 - Zr/TiO_2 et Zr/TiO_2 - Nb/Y (Fig 64 et 65) indiquent une ventilation par faciès pratiquement identique à celle donnée par la pétrographie. On note cependant les divergences suivantes:

a - de nombreux échantillons classés comme dacites et rhyodacites dans le diagramme Zr/TiO_2 - Nb/Y sont des rhyodacites dans le diagramme SiO_2 - Zr/TiO_2 . C'est l'indice d'une silicification secondaire de certains faciès. Un tel phénomène est particulièrement caractéristique pour les dacites qui se séparent, en fonction des teneurs en SiO_2 , en deux sous-populations: l'une (D1) qui est typiquement dacitique, l'autre (D2: 86,735,736) pour laquelle on avait signalé une forte silicification et la disparition de tous les minéraux titanés, qui est décalée vers le champ rhyolitique.

Les rhyolites se divisent en deux groupes:

1. Un faciès (K1) de coulées massives (1,45,47,64,757) dont les teneurs en titane sont faibles à moyennes pour des rhyolites (0,12 à 0,74%).
2. Un faciès (K2) groupant les blocs de rhyolite des pyroclastites felsiques (6,8,31,35): ils sont particulièrement riches en titane (moyenne: 0,93%)

En fait, par leurs teneurs en éléments trace, les roches felsiques sont plutôt des andésites - dacites et des dacites que des dacites et rhyolites.

b - Les basaltes à "Am-Ep" sont donnés comme basaltes alcalins dans le diagramme SiO_2 - Zr/TiO_2 . C'est bien l'indice d'une certaine affinité alcaline, toutefois le diagramme Zr/TiO_2 - Nb/Y , plus fiable en la matière, prouve leur appartenance au domaine subalcalin. Leur richesse en zirconium (170 à 250 ppm), et leurs faibles teneurs en TiO_2 (0,96 à 1,25%), qui détonnent d'ailleurs avec les moyennes régionales des basaltes, sont responsables de cette ambiguïté et les désignent en outre comme andésites dans le diagramme Zr/TiO_2 - Nb/Y .

On note également que les microdiorites quartziques sont géochimiquement similaires aux andésites, mais leur nuage de points est beaucoup plus condensé, rappelant bien l'homogénéité pétrographique de ce groupe.

Le diagramme Zr/TiO_2 - Nb/Y montre incontestablement l'affinité des roches étudiées pour les séries subalcalines. En outre, deux tendances

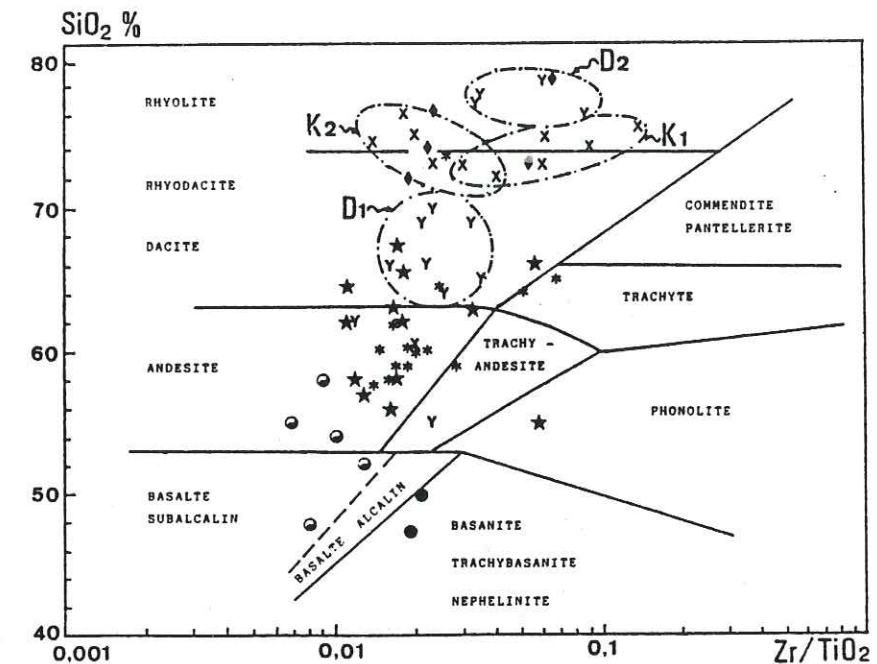


Fig 64 Diagramme SiO_2 - Zr/TiO_2 de Winchester et Floyd (1976).

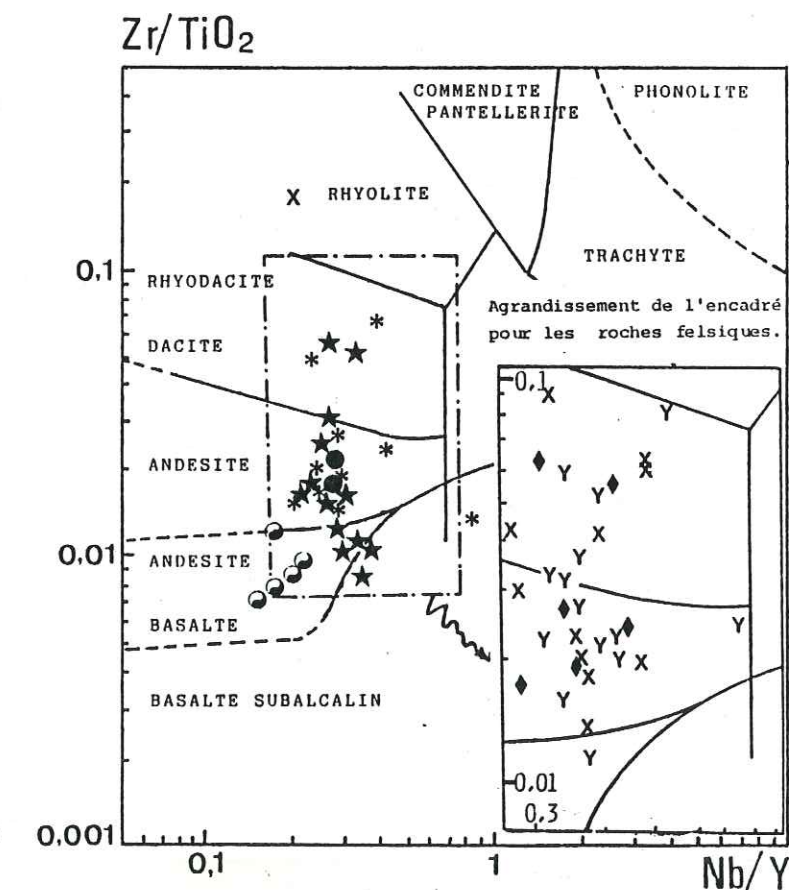


Fig 65 Diagramme Zr/TiO_2 - Nb/Y de Winchester et Floyd (1977).

se séparent nettement sur la valeur du rapport Nb/Y.

- L'une (Nb/Y = 0,16 à 0,20) dont les seuls représentants sont les basaltes à "Pl" qui marquent, avec quelques faciès intermédiaires (et felsiques ?) le sommet de la formation de Val d'Or ou son passage à la formation de Héva.
- L'autre (Nb/Y = 0,20 à 0,30) réunissant sans distinctions tous les autres faciès mafiques, intermédiaires et felsiques. Elle correspond à l'essentiel de la formation de Val d'Or.

2.4 - NATURE DES SÉRIES SUB-ALCALINES

2.4.1 - Dans le diagramme Al_2O_3 -FeOt-MgO de BESSON et FONTEILLES (1974, fig.66), presque tous les échantillons sont situés dans le domaine d'évolution des séries calcoalcalines. Leur champ est très étalé en raison d'une forte dispersion du rapport FeOt/MgO, qui provoque aussi la superposition des champs des faciès mafiques, intermédiaires et felsiques.

Une seconde population comprenant les rhyolites titanées (K2), certaines laves felsiques ayant un faible rapport Nb/Y (1, 79, 86, 757), et l'andésite n°33 (sud est du terrain) a une évolution contrôlée par un rapport FeOt/MgO élevé évoquant une série tholéiitique, mais l'absence de faciès mafiques et intermédiaires montrant un Fenner Trend caractéristique ne permet pas d'avoir une certitude.

On observe les mêmes tendances dans le diagramme AFM (fig.67), mais cet argument est sans valeur car, en raison de la mobilité des éléments alcalins (lors des phénomènes de spilitisation notamment), l'utilisation de ce diagramme doit être bannie lorsqu'on n'est pas certain que la roche est parfaitement fraîche. *

2.4.2 - Les diagrammes Ti-Zr (fig.68) et Ti/100-Zr-Yx3 (fig.69) corroborent la nature calcoalcaline de la lignée à laquelle appartiennent les laves mafiques et intermédiaires, mais les teneurs en titane sont trop élevées pour que cette tendance soit typique. Ils soulignent aussi la différence qui existe entre les basaltes à "Am-Ep" et les andésites d'une part, les basaltes à "Pl" d'autre part. Cette différence est particulièrement nette dans le diagramme Ti/100-Zr-Yx3 où les basaltes à "Am-Ep" sont franchement calcoalcalins, alors que les basaltes à "Pl", restant bien groupés, sont situés dans un champ géochimiquement intermédiaire où l'on rencontre les basaltes de plancher océanique, les tholéiites hypotassiques, et certains basaltes calcoalcalins.

PEARCE & CANN (1973) ont construit les champs de ces diagrammes avec, notamment, pour objectif de préciser les sites géotectoniques de mise en place des roches étudiées. Pour l'Archéen, ces interprétations seront délicates (PEARCE non publié, HOLM, 1982). A l'Archéen, le manteau était géochimiquement différent de ce qu'il est actuellement (GRUAU, 1983), et la géotectonique y est encore mal connue. Signalons simplement que ces laves possèdent une affinité chimique de laves d'arc volcanique.

* Régionalement, c'est pourtant le diagramme AFM qui a le plus souvent servi à caractériser le magmatisme en signalant notamment l'existence de séries calcoalcalines au sein des complexes volcaniques (ALSAC, 1977, RAYMOND, 1983). Pour cette raison, les conclusions de certaines études doivent être sérieusement nuancées.

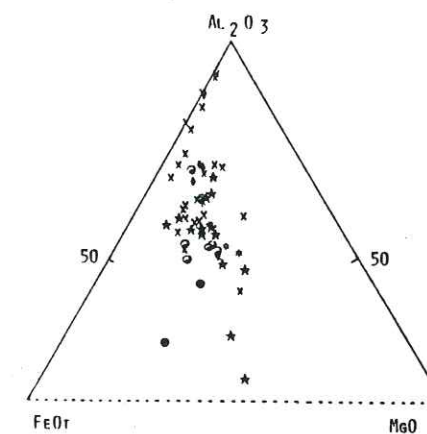


Fig.66 : Diagramme Al_2O_3 - F - M de BESSON et FONTEILLES (1974).

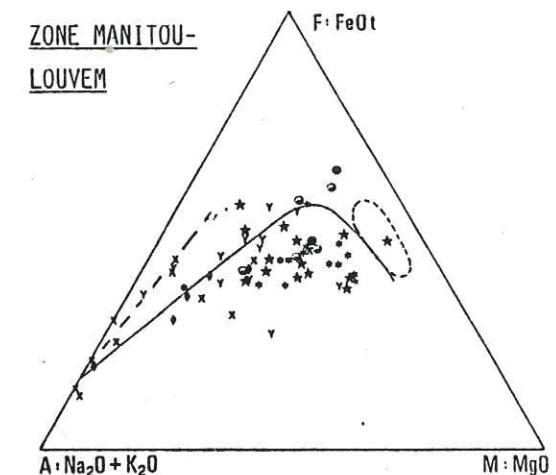


Fig.67 Diagramme A F M (Kuno 1953).

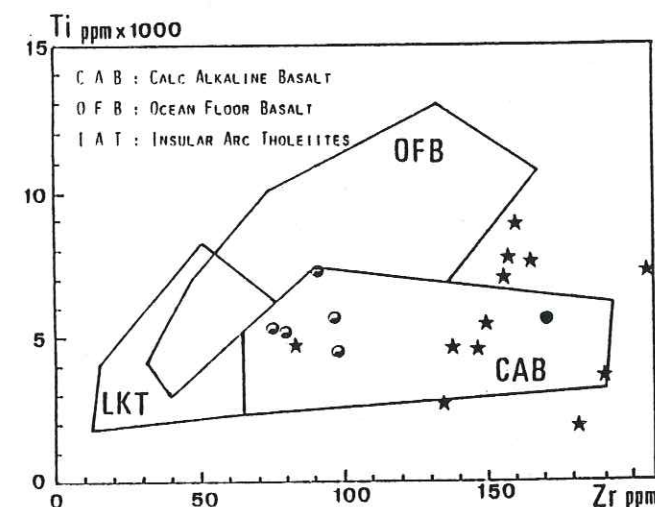


Fig.68 Diagramme Ti - Zr (Pearce et Cann, 1973) Théoriquement prévu pour des analyses telles que $12\% < CaO + MgO < 20\%$; nous y avons également fait figurer les andésites.

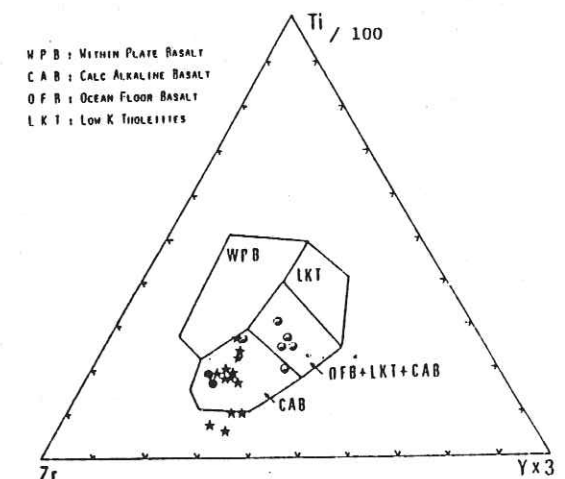


Fig.69 Diagramme Ti/100-Zr-Yx3 de Pearce et Cann (1973). Conçu pour les roches dont $12\% < CaO + MgO < 20\%$, il a été élargi aux andésites.

2.4.3 - Les spectres Nb-Zr-Ti-Y-V (BOUGAULT, 1980)

BOUGAULT a développé une méthode d'analyse géochimique fondée sur la similitude de comportement de certains éléments en trace hygromagmaphiles. Il définit ainsi des couples d'éléments: Nb-La, Zr-Sm, Y-Tb, éventuellement V-Lu où les deux membres évoluent selon des lois géochimiques similaires. En conséquence, un spectre où les concentrations de Nb, Zr, Y, V sont normalisées aux teneurs des chondrites, donne une bonne idée de l'allure générale d'un spectre des lanthanides. Nous avons complété ces spectres avec le titane, dont les variations des teneurs sont intéressantes pour l'étude de l'évolution des magmas.

L'identité des spectres des basaltes à "Am-Ep" et des andésites (fig. 70) confirme une certaine parenté entre ces deux faciès, et leur opposition aux basaltes à "Pl" dont les spectres sont beaucoup moins fractionnés, d'allure plus plate.

Les premiers sont légèrement enrichis en éléments légers ce qui est normal pour une lignée calcoalcaline (ou tholéitique enrichie); les seconds ont des spectres plats ou légèrement déprimés comme c'est le cas pour les laves tholéitiques (T ou N MORB).

En outre, les spectres des deux populations se recoupent, suggérant aussi une origine différente pour les deux types de basaltes.

A l'intérieur de chaque groupe, on note un enrichissement progressif de tout le spectre signalant les degrés d'évolution des différentes laves de la lignée, mais des pics négatifs du titane et du vanadium rompent le parallélisme que l'on aurait pu attendre: ces pics sont d'autant plus accentués que le faciès considéré est plus haut dans le diagramme, donc plus évolué dans la lignée. Ce caractère, que l'on n'observe évidemment pas pour des laves primitives (le titane est enrichi dans les faciès évolués), est très net si l'on compare les andésites aux basaltes à "Am-Ep": il souligne la précipitation progressive d'oxydes ferro-titanés au cours de l'évolution de la série magmatique, et explique l'entrecroisement des spectres entre Zr et Y; et entre Y et V pour les basaltes à "Am-Ep" et les andésites.

En conclusion, une analyse géochimique dépassant le simple usage des éléments majeurs montre très bien la limite d'utilisation des diagrammes $Al_2O_3-FeO-MgO$ et AFM. Des séries qui paraissent calcoalcalines à première vue se révèlent atypiques. Il existe effectivement un certain cachet calcoalcalin, mais il est partiellement remis en cause par les tendances d'évolution, et les teneurs trop élevées en titane.

2.5 - PETROGENÈSE

Le rapport Nb/Zr est insensible aux taux de fusion partielle. En conséquence, des variations de ce rapport peuvent révéler des hétérogénéités de la source, ou des sources de nature différente (PEARCE et NORRY, 1979).

Cependant le petit nombre d'échantillons, et les difficultés rencontrées dans l'analyse du niobium à de faibles teneurs rend hasardeuse l'interprétation du diagramme Nb-Zr (fig. 71).

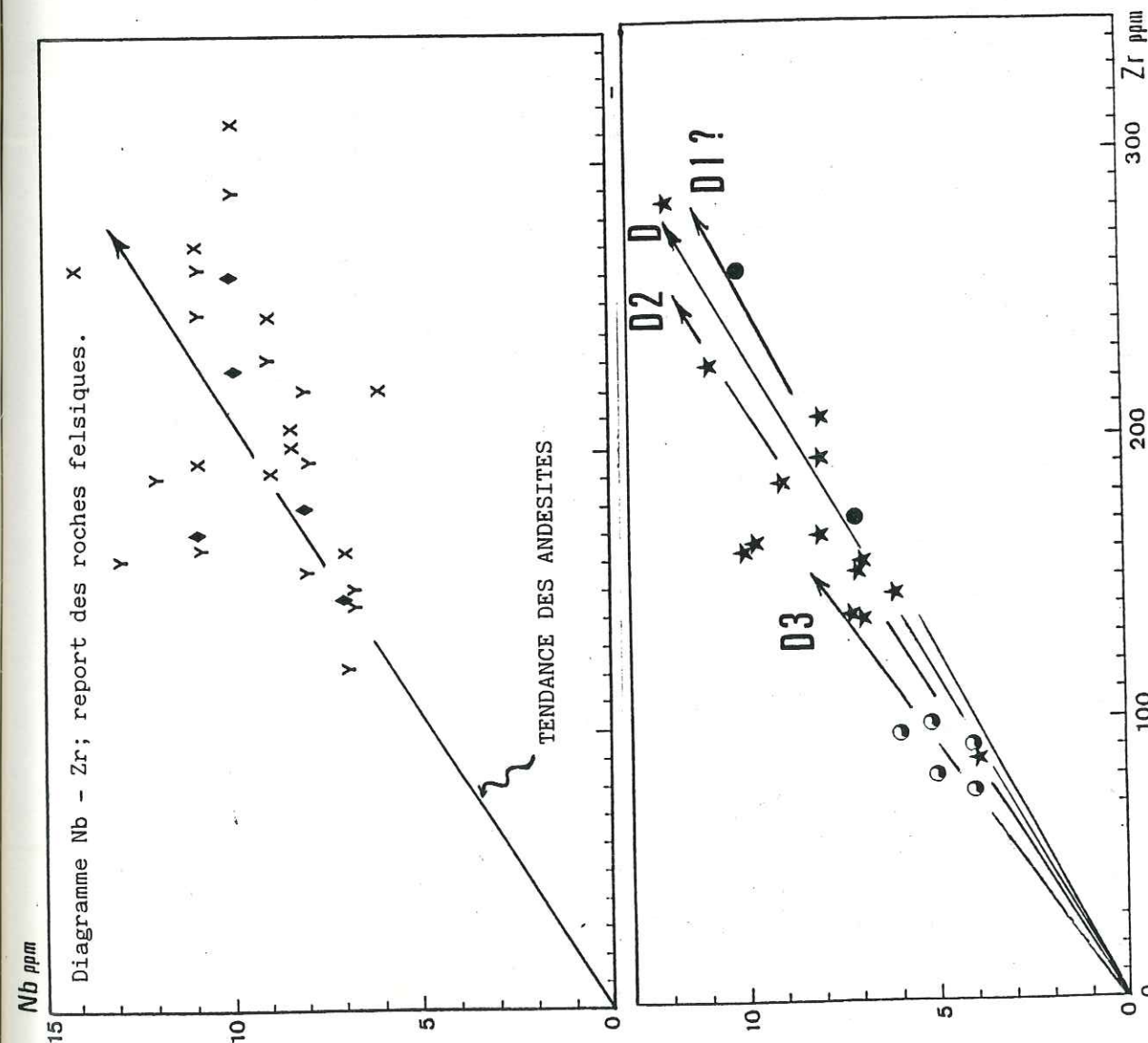


Fig. 71 Diagramme Nb - Zr; Les rapports Nb/Zr légèrement différents suggèrent des sources de composition non identique.

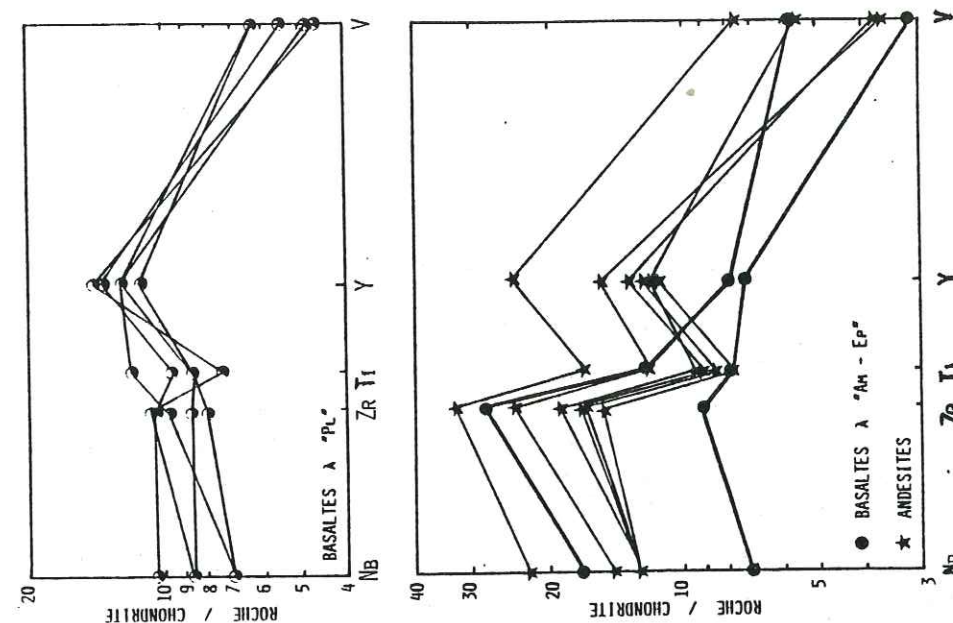


Fig. 70 Spectres Nb-Zr-Ti-Y-V d'après Bougault (1980). La normalisation a été faite, comme pour les spectres de terres rares classiques, à une chondrite (C3, Bougault 1980).

Dans ce diagramme, on constate que le nuage de points des andésites et des basaltes à "Am-Ep" s'aligne grossièrement sur une droite D passant par l'origine du repère, indiquant donc une évolution par cristallisation fractionnée, et l'absence de contamination majeure. Dans le détail, des rapports Nb/Zr légèrement différents peuvent être envisagés pour les basaltes à "Am-Ep" (D1) et les andésites (D2): ils impliqueraient alors des différences de composition des sources à l'origine de ces deux populations de laves, mais ce n'est qu'une éventualité.

Le nuage des basaltes à "Pl" ne permet pas de définir précisément une lignée. D3, très hypothétique, pourrait se différencier de D1 et D2 avec un rapport Nb/Zr plus élevé.

En ce qui concerne les laves felsiques, leur nuage est très dispersé dans le diagramme Nb/Zr, mais une parenté avec la lignée des andésites est probable. (voir, 4.2).

Enfin, les teneurs élevées en chrome, nickel et cobalt des basaltes à "Am-Ep" suggèrent, pour ces laves, une forte composante mantellique et un faible fractionnement.

2.5.1 - Evolution pétrogénétique

Les diagrammes Y-Zr (fig.72), logY-logZr (fig.73) et logZr/Y-logZr (fig.76) confirment la différence entre les basaltes à "Pl" et le groupe des andésites-basaltes à "Am-Ep", et mettent en évidence l'éclatement de ce dernier

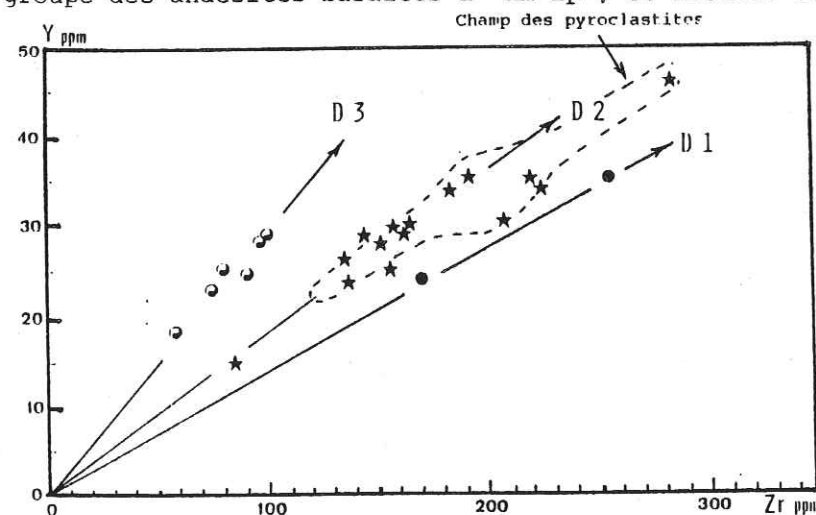


fig.72 Diagramme Y-Zr. Tendances de cristallisation fractionnée: D1:Basaltes à "Am-Ep"; D2: Andésites; D3:Basaltes à "Pl". Remarque: Les analyses de roches pyroclastiques n'ont pas été portées sur les autres diagrammes afin de ne pas diminuer leur lisibilité. On constate que le champ de ces roches est toujours superposé à celui des roches intermédiaires et felsiques.

teneurs en yttrium et zirconium par les laves felsiques) de ces différentes roches confirme leur co-génétisme et leur identité d'évolution.

La séparation, sur des critères géochimiques, des basaltes à "Am-Ep", des andésites, et des basaltes à "Pl" implique que ces trois populations de roches ont subi une évolution différente (que reflète le comportement de l'yttrium) et qu'éventuellement elles proviennent de sources différentes comme le suggérerait le rapport Nb/Y des basaltes à "Pl" (fig.63).

ment de ce dernier en deux sous populations, contrôlé par un rapport Zr-Y plus faible dans les andésites que dans les basaltes.

Le problème des microdiorites quartziques, des pyroclastites, des dacites et des rhyolites sera, à ce point de vue, traité avec celui des andésites car la superposition des champs (prolongés vers les plus hautes

Dans le diagramme Y-Zr (fig.72), ces trois populations s'alignent selon des droites passant par l'origine du repère, confirmant leur évolution par cristallisation fractionnée supposée dans le diagramme Nb-Zr.

Pratiquement, cette hypothèse de cristallisation est étayée par:

- la présence de roches à tendance cumulative, hornblenditique ou plagioclasique;
- le comportement évolutif (fractionnement) du Nb, Zr, et Y (cf. diagrammes géochimiques Nb-Zr et Y-Zr).
- le parallélisme des spectres de Bougault pour chaque population, du faciès le plus primitif, au faciès le plus différencié (fig.76)*

La comparaison des pentes des droites indique que les teneurs de l'yttrium relativement à celles du zirconium diminuent, au cours du fractionnement, des basaltes à "Am-Ep" (D1) aux basaltes à "Pl" (D3). Etant donné le coefficient de partage de l'yttrium pour le couple hornblende-liquide basaltique **, cela est normal: en effet, la présence de cumulats à hornblende, apatite et pyroxène dans les basaltes à "Am-Ep" implique une participation de l'yttrium au fractionnement de ces laves et donc un appauvrissement relatif des liquides en cet élément. Au contraire, les andésites, les basaltes à "Pl" et les roches felsiques, dont les cumulats sont plutôt plagioclasiques et accessoirement pyroxénitiques (filon-couches), subiraient un fractionnement marqué par un enrichissement plus net en yttrium.

2.5.2 - Précisions sur le fractionnement.

Les coefficients de partage du Niobium, du Zirconium et de l'Yttrium ne sont pas identiques pour tous les minéraux susceptibles de précipiter au cours d'une cristallisation fractionnée: la formation de telle ou telle association minérale aura donc tendance à modifier le comportement relatif des différents éléments hygromagmaphiles.

Mettant à profit ces différences, PEARCE et NORRY (1979) ont défini, pour les couples Nb-Zr, Y-Zr et Ti-Zr, des vecteurs de fractionnement correspondant à la cristallisation des principaux mélanges minéraux au cours des phénomènes magmatiques.

La comparaison de ces vecteurs aux tendances de fractionnement que l'on observe dans les diagrammes permet donc d'évaluer la nature et les proportions relatives des phases minérales formées. Si les vecteurs de PEARCE et NORRY (1979) ne s'adaptent pas parfaitement au cas étudié, il est d'ailleurs simple de calculer la nature du mélange approprié.

Bien entendu, le fractionnement de mélanges minéralogiquement très différents peut théoriquement se manifester par une même tendance d'évolution. Cependant, dans ce cas, la probabilité que les vecteurs soient identiques dans les différents diagrammes est alors très faible en raison de l'infinité des mélanges polyphasés possibles.

Dans les diagrammes Log Y-Log Zr (fig.73) et log Nb-log Zr (fig. 74), on observe ainsi que les basaltes à "Am-Ep", les basaltes à "Pl" et les andésites semblent évoluer par fractionnement d'un mélange identique, soit (vecteur n° 1):

$$Pl\ 0,5 \quad Cpx\ 0,3 \quad Ol\ 0,2$$

Cette identité paraît contredire l'hypothèse d'un fractionnement au moins partiellement hornblenditique suggéré par la pétrographie des basaltes à "Am-Ep".

* En tenant les recouvrements dus à la précipitation de Ti et V signalés plus haut.

** DY=1 pour la hornblende dans un liquide basaltique (PEARCE et NORRY, 1979).

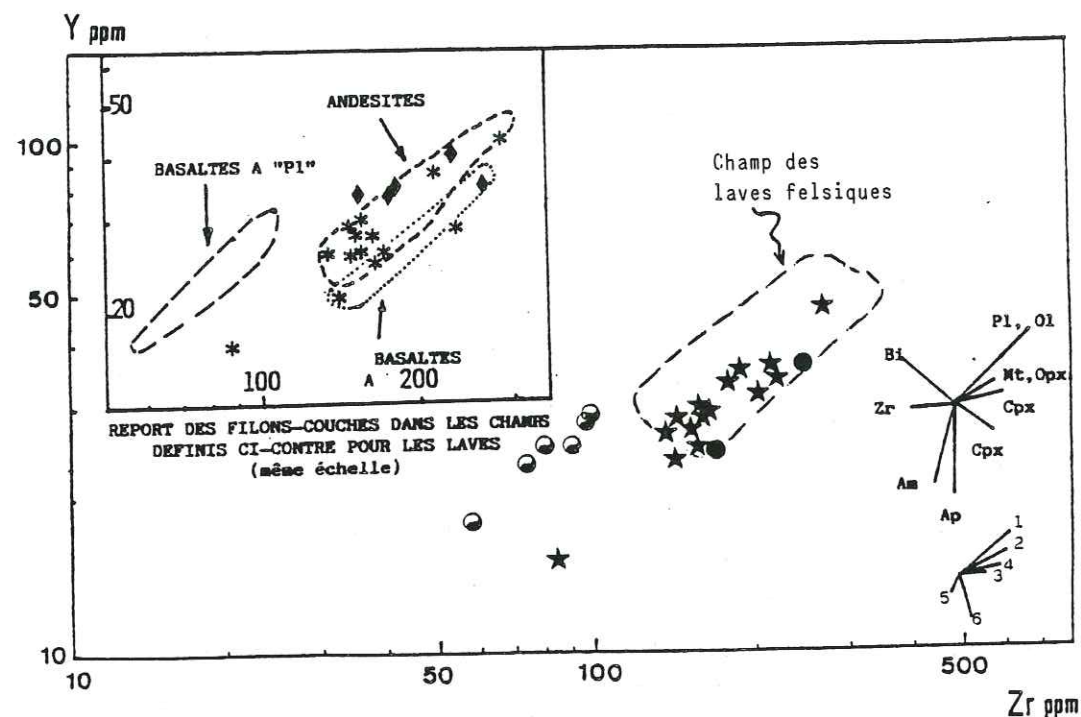


Fig.73 : Diagramme logY - logZr de PEARCE et NORRY, (1979).

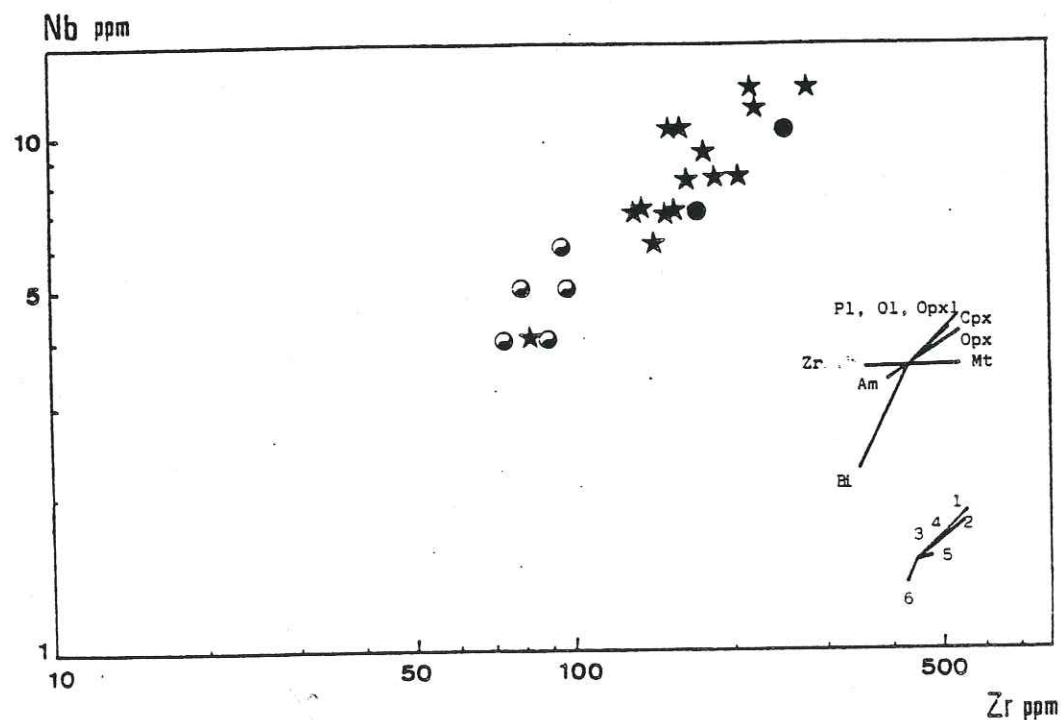


Fig.74 : Diagramme log Nb - logZr de PEARCE et NORRY, (1979).

Vecteurs de fractionnement (PEARCE et NORRY, 1979) :

- | | |
|---|---|
| 1: Pl 0,5 - Cpx 0,3 - Ol 0,2 | 5: Pl 0,6 - Bi 0,15 - Am 0,2 - Mt 0,05 |
| 2: Pl 0,5 - Cpx 0,3 - Ol 0,1 - Mt 0,05 | 6: Pl 0,6 - Cpx 0,2 - Am 0,15 - Mt 0,05 |
| 3: Pl 0,6 - Cpx 0,35 - Mt 0,05 | |
| 4: Pl 0,55 - Am 0,2 - Cpx 0,2 - Mt 0,05 | |

Afin de concilier les arguments pétrographique et géochimique, on peut envisager, pour les basaltes à "Am-Ep" et les andésites, deux étapes successives de fractionnement :

1 - Le magma issu du manteau subit, dans une chambre magmatique intermédiaire, un fractionnement ferro-magnésien hydroxylé conduisant à la séparation des cumulats hornblenditiques et pyroxénitiques et d'un second magma.

2 - Ce dernier, dans une deuxième étape, évolue suivant un processus de fractionnement anhydre (à Pl, Cpx, Ol) pour donner les magmatismes effusif (mafique à felsique), hypabyssal, et intrusif (intermédiaire) que l'on connaît. Les basaltes à "Am-Ep" sont les faciès les plus primitifs de cette deuxième phase; ils auraient, au cours de leur remontée dans la cheminée volcanique, transporté avec eux des fragments du cumulat de la première phase que l'on retrouve actuellement sous la forme d'enclaves. En ce qui concerne ces enclaves, l'hypothèse de fragments récupérés dans des niveaux inférieurs par le magma au cours de sa remontée est pétrographiquement peu vraisemblable. En effet, ces enclaves sont très bien intégrées à la roche, des phénocristaux d'amphibole et de pyroxène sont disséminés dans la matrice, et ne sont jamais entourés d'auréoles réactionnelles.

Les basaltes à plagioclase, quant à eux, évolueraient suivant un simple fractionnement à Pl, Cpx, Ol, sans précipitation précoce de hornblende.

L'évolution des andésites, des roches intrusives, des pyroclastites et des laves felsiques se fait selon une même tendance, sans baisse des teneurs en Yttrium.

Le comportement du Titane est délicat à analyser; dans le diagramme log Ti-log Zr (fig.75), on observe que :

- Les basaltes à "Pl" ne montrent aucune tendance nette, mais participent à une tendance commune avec les basaltes à "Am-Ep", correspondant au fractionnement d'un mélange à Pl, Cpx, Ol (vecteur n° 1 de PEARCE et NORRY, 1979).

- Globalement, les andésites, les microdiorites quartziques, les dacites et les rhyolites montrent une perte d'incompatibilité de TiO_2 par précipitation probable de magnétite titanifère. Elles pourraient correspondre au fractionnement d'un mélange à Pl, Cpx, Am, Mt (vecteur n° 6 de PEARCE et NORRY, 1979) marquant le passage d'un fractionnement mafique à un fractionnement de tendance felsique. Cette hypothèse est corroborée par l'observation des spectres de Bougault (fig. 70) : pic négatif de Ti très net.

Etant donné l'étalement du nuage de points pour le Zr, il y a certainement plusieurs vecteurs parallèles correspondant à des fractionnements à partir de faciès primitifs distincts (les basaltes à "Am-Ep" et peut-être les andésites n° 33, 39, 41, 752, riches en titane).

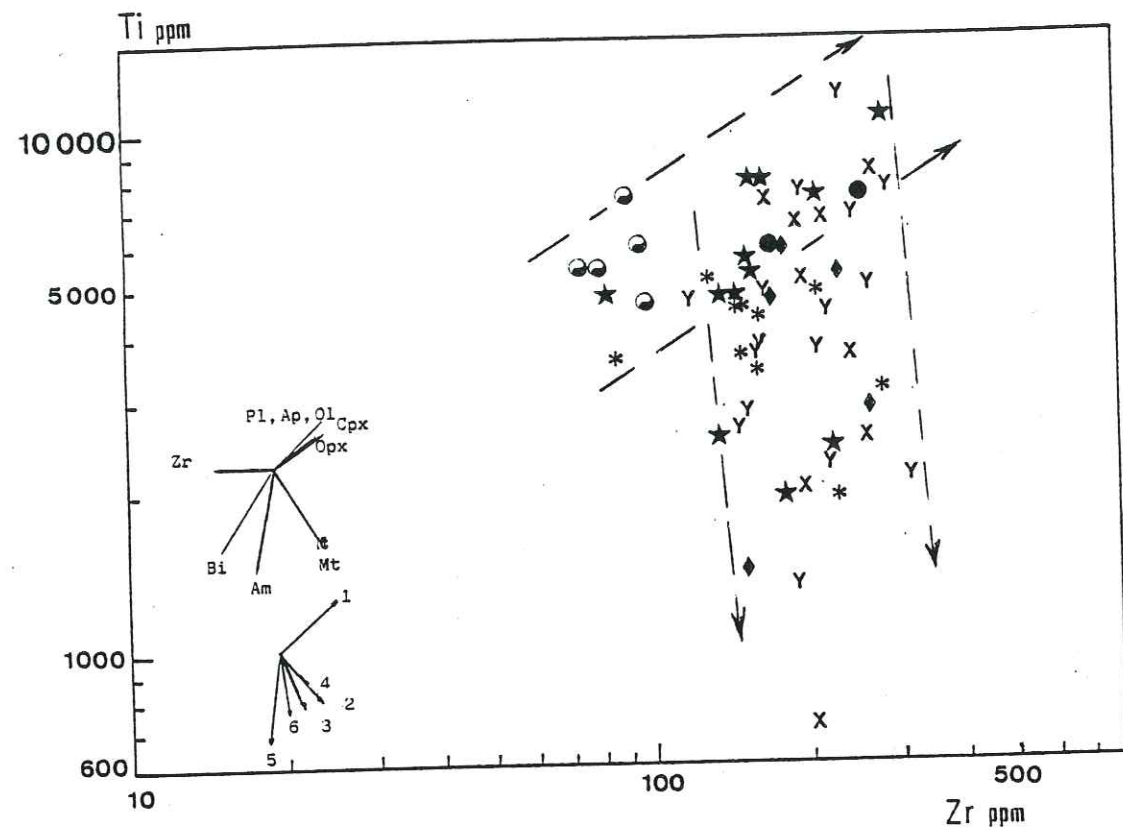


Fig. 75.: Diagramme logTi - logZr de PEARCE et NORRY (1979).
Vecteurs de fractionnement: voir p. 169

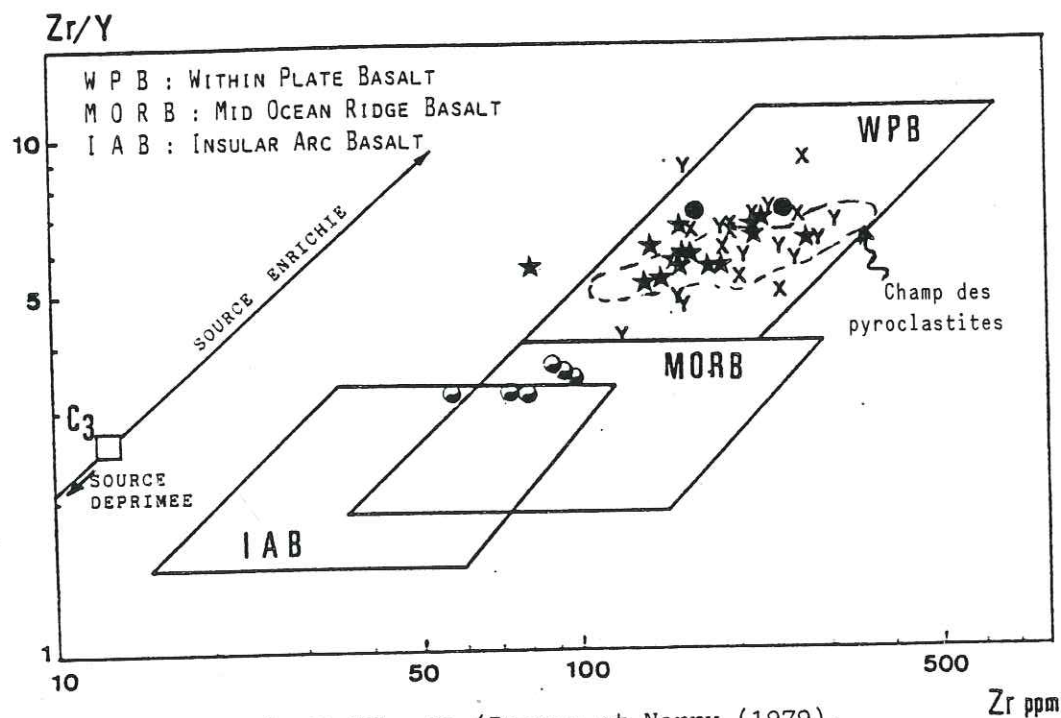


Fig 76 Diagramme log Zr/Y-log Zr (Pearce et Norry (1979).
C 3: Chondrite.

3 - ORIGINE DES MAGMAS *

L'identité de source pour les basaltes à "Am-Ep" et les andésites est acquise en raison des rapports Nb/Zr voisins, et des spectres de Bougault similaires.

Le diagramme logZr/Y-logZr (fig.76) met théoriquement en évidence l'enrichissement de la source par rapport à une source chondritique. Il faut cependant l'utiliser avec réserves, car on a vu que, au cours du fractionnement des basaltes à "Am-Ep", l'yttrium aurait, dans un premier temps, perdu son caractère d'élément incompatible. Le rapport Zr/Y n'est alors pas représentatif de la source; il subit l'influence de la précipitation précoce de hornblende qui pourrait expliquer sa valeur élevée.

La projection du nuage de points sur la ligne des compositions mantelliques primitives montre un appauvrissement progressif de la source, des basaltes à "Am-Ep" aux andésites.

Les basaltes à "Pl" dérivent d'une source subchondritique. La présence ou l'absence d'un éventuel fractionnement intermédiaire hornblenditique explique que leur rapport Zr/Y soit différent de celui des basaltes à "Am-Ep" et des andésites: il n'y aurait donc pas ici d'arguments sûrs en faveur d'une différence de source, le diagramme logZr/Y-logZr n'étant utilisable avec confiance que lorsque l'yttrium est parfaitement incompatible.

Cependant, les rapports Nb/Zr, peu sensibles à un tel fractionnement sont, eux-mêmes, différents. En outre, certaines andésites et laves felsiques associées sont stratigraphiquement contemporaines des basaltes à "Pl" alors qu'elles appartiennent à une lignée différente. Ces deux derniers caractères suggèrent que les basaltes à "Pl" dérivent d'une source géographiquement et géochimiquement différente de celle des basaltes à "Am-Ep", andésites, pyroclastites, et roches felsiques.

La fusion partielle

Le recoupement des spectres de Bougault pour les basaltes à "Pl" d'une part, les basaltes à "Am-Ep" et les andésites d'autre part, suggère des sources et des taux de fusion partielle différents. Si l'on fait l'hypothèse que la source est une lherzolite à spinelle, le diagramme logCr-logY de PEARCE (1980, fig.77), appliqué aux basaltes à "Pl" pour lesquels l'yttrium garde le mieux son caractère d'élément incompatible, indique un taux de fusion partielle de 15% environ, normal pour des laves ayant certaines affinités tholéitiques.

Dans un diagramme logCr-logZr**, on observe la dissociation des basaltes à "Pl" d'une part, et des andésites et basaltes à "Am-Ep" d'autre part; les secondes se distinguent des premières par leurs fortes teneurs en zirconium: un tel caractère peut être attribué à un taux de fusion partielle très faible de la source, alors typique d'une évolution alcaline plutôt que calcoalcaline (taux < 15%). Au paragraphe 2.3 de ce chapitre, on avait déjà signalé que le rapport Zr/TiO₂ des basaltes à "Am-Ep" leur conférerait un certain cachet alcalin. L'ambiguïté n'est pas levée, mais il est certain que l'on n'observe pas de taux de fusion partielle franchement calcoalcalin (30 à 40%).

* La composition de la source et le taux de fusion partielle peuvent être calculés en utilisant les valeurs des coefficients de partage de Y, Zr et Nb de PEARCE et NORRY (1979) dans l'équation $Cl/Co = 1/D(1-F) + F$ (HANSON, 1980, BOUGAULT, 1980). Il faut pour cela employer les laves les plus primitives. Comme on pouvait s'y attendre, le calcul, qui a été tenté ici n'a donné aucun résultat car on ne possède aucun faciès très primitif.

** Les diagrammes avec Co, Cr, Ni donnent des résultats identiques quoique moins précis.

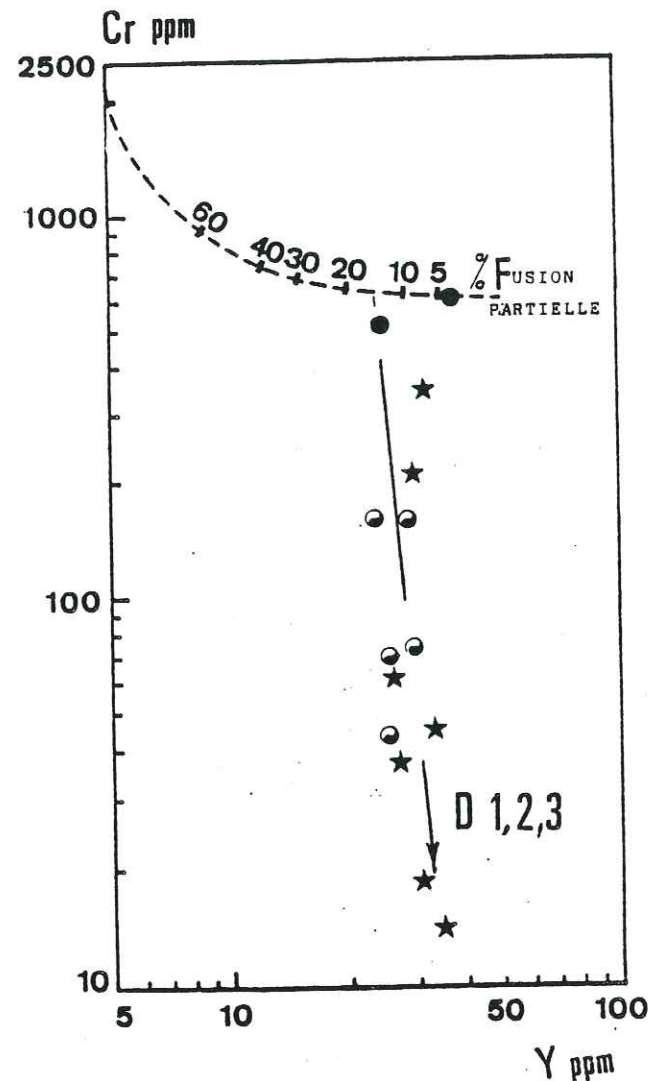


Fig. 77 : Diagramme logCr -logY

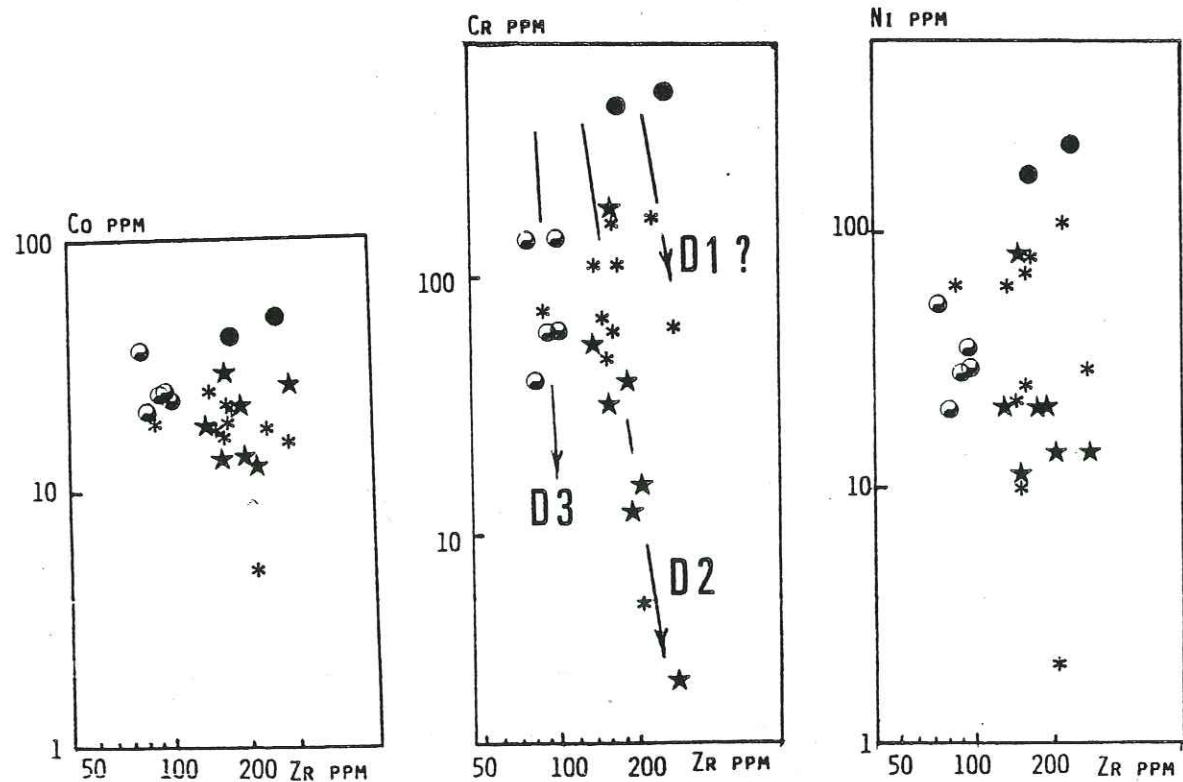


Fig 78 : Diagrammes log (Co,Cr,Ni)-logZr

4 - CAS PARTICULIERS

4.1 - CAS PARTICULIER DES ROCHES INTRUSIVES

Les diagrammes $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ (fig.64), $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ (fig.65), logY-logZr (fig.73) et logTi-logZr (fig.75) notamment ont montré que le champ des roches intrusives (particulièrement les microdiorites quartziques) était superposé à celui des andésites. Le cogénéisme de la diorite de Bourlamaque et de la série volcanique locale a été montré par CAMPIGLIO (1977). En outre, on a vu, en pétrographie, qu'il existait très vraisemblablement des liens génétiques entre le batholite de Bourlamaque et les filon-couches. La géochimie complète donc cette hypothèse, et rend très probable celle formulée au chapitre III, selon laquelle les roches hypabyssales constitueraient des faciès intermédiaires entre les roches grenues et les laves.

4.2 - CAS PARTICULIER DES ROCHES FELSIQUES

Dans tous les diagrammes d'éléments en trace, les champs des laves felsiques se superposent à ceux des andésites - pyroclastites - filon-couches; ils s'en distinguent dans le diagramme logTi-logZr (fig.75), et les teneurs en silice constituent, en l'absence de silicification secondaire, le meilleur indice de différenciation des dacites et des rhyolites par rapport aux matériaux intermédiaires.

Si l'on considère les teneurs en yttrium, zirconium et niobium, les matériaux acides ne montrent qu'une discrète tendance à se séparer de leurs géniteurs andésitiques. Nous suggérons qu'il existe en fait de multiples sous-lignées felsiques évoluant à partir de magmas intermédiaires plus ou moins différenciés. Cette hypothèse est étayée, dans le diagramme logTi-logZr (fig.75), par l'étalement, sur l'axe du zirconium du domaine d'évolution des dacites et des rhyolites (vecteur n°6, fig.76). La chute des teneurs en titane est liée à la précipitation d'oxydes ferro-titanés.

S'il est donc manifeste que le titane a perdu son caractère d'élément incompatible lors de la cristallisation des roches felsiques, rien ne permet d'affirmer qu'il en est de même pour l'yttrium, le niobium et le zirconium: pour ce dernier, l'absence de zircon dans tous les faciès indique qu'il n'a vraisemblablement pas précipité. En ce qui concerne Nb et Y, si le vecteur de précipitation n°6 supposé dans le diagramme logTi-logZr se révèle justifié, sa position dans les diagrammes logNb-logZr et logY-logZr fait que, si les roches felsiques évoluent effectivement à partir des roches intermédiaires, leurs nuages de points restent cependant superposés.

Dans les diagrammes logY-logZr , logTi-logZr et logNb-logZr , le groupe de laves felsiques pour lesquelles le diagramme AFM signale une certaine affinité tholéiitique* ne constitue pas, chimiquement, le terme de l'évolution des basaltes à "P1". Nous disposons de trop peu d'échantillons pour expliquer l'origine de cette tendance.

- Un enrichissement secondaire en fer (pyritisation? non détectée lors de l'échantillonnage) expliquerait l'apparente tendance tholéiitique affichée par quelques laves felsiques. Cette solution, peu probable connaissant les conditions d'échantillonnage, est définitivement rejetée après l'étude micrographique des roches.

- Les laves felsiques de la tendance "tholéiitique" du diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-TiO}_2\text{-MgO}$ ont également été séparées des autres laves sur leurs teneurs élevées en titane (§ 2.3). Ce caractère

*Il s'agit essentiellement de blocs de rhyolite inclus dans les pyroclastites felsiques du sud du terrain. La matrice a aussi, quoique moins nettement, ce caractère.

serait en faveur d'une origine magmatique différente pour ce groupe de roches. Toutefois cette hypothèse reste à contrôler à l'aide d'un échantillonnage plus précis.

Des études géochimiques complémentaires (notamment fondées sur des analyses de terres rares) devraient permettre de préciser les relations magmatiques qui existent entre les volcanismes mafique et felsique de la formation de Val d'Or, et de la base de la formation de Héva.

4.3 - CAS PARTICULIER DES PYROCLASTITES

Les différents diagrammes et plus particulièrement ceux utilisant les éléments traces hygromagmaphiles donnent des résultats inespérés pour toutes les catégories de pyroclastites, compte tenu de leur très grande hétérogénéité, notamment pour les tufs à lapilli et les tufs à blocs.

Signalons par exemple le diagramme Y-Zr, (fig 72) mais le comportement géochimique des pyroclastites est tout aussi net sur les autres diagrammes.

Le nuage de points des pyroclastites s'aligne sans grande dispersion selon une tendance mimétique de celle des andésites et des roches felsiques.

Les pyroclastites sont très généralement felsiques ($\text{SiO}_2 = 68\%$ pour un échantillonnage représentatif de la plupart des coulées). On constate sur le terrain que les coulées pyroclastiques sont intimement associées à des coulées de laves felsiques. Les pyroclastites sont le plus souvent monogéniques, et ont pratiquement la même composition que les laves associées. La similitude de composition et d'évolution géochimique de ces deux types de matériaux révèle donc que pyroclastites et laves sont issues, pour un cycle d'éruptions donné, du même magma, le caractère plus ou moins explosif étant lié à des conditions physiques de l'éruption (formation d'un bouchon de lave, arrivée d'eau dans la cheminée volcanique, etc...)

L'identité géochimique des pyroclastites et des laves intermédiaires felsiques confirme et précise la pétrographie;

- La faible dispersion du nuage de points est en accord avec le caractère monogénique des blocs, l'absence de mélange terrigène, et de remaniements épicroclastiques. Dans les diagrammes, il n'y a pas de grande différence entre les échantillons pour lesquels on a analysé séparément les fragments grossiers et la matrice, et ceux pour lesquels l'échantillonnage avait été global et peu sélectif comme cela fut généralement le cas pour les tufs à lapilli.

- Elle indique également qu'il n'y a pas eu de tri volcanosédimentaire (granulométrique ou par densité) qui ait pu produire des hétérogénéités de composition, et rappelle ainsi la proximité de l'éruption.

En conclusion, lorsque l'on s'est assuré, par une étude détaillée des affleurements, du caractère monogénique des pyroclastes, et de l'absence de remaniement épicroclastique ou de tri sédimentaire, les roches pyroclastiques, quel qu'en soit leur grain (une granulométrie fine est malgré tout préférable) peuvent être utilisées avec profit en géochimie pour caractériser le magmatisme.

Dans notre cas, on constate que les tufs et pyroclastites de la formation de Val d'Or sont issus du même magmatisme que les laves intermédiaires à felsiques.

5 - CONCLUSIONS SUR LA NATURE DU MAGMATISME

La géochimie fine des matériaux échantillonnés dans la zone Manitou-Louven soulève des contradictions que les méthodes traditionnelles fondées sur les éléments majeurs ne laissaient pas soupçonner.

La séparation catégorique du volcanisme tholéitique de plaine abyssale et du volcanisme calcoalcalin des complexes volcaniques centraux n'est plus possible. En fait, depuis quelques années déjà, il avait été reconnu (IMREH, 1984) que les flancs du complexe (formation de Jacola) présentaient un volcanisme dont les caractères étaient intermédiaires entre ceux de lignées tholéitiques et ceux de lignées calcoalcalines. Cette nuance doit être élargie à la formation de Val d'Or qui représente la partie centrale du complexe.

Il y a contradiction entre le cachet géochimique des matériaux, plutôt calcoalcalin, et l'évolution des lignées magmatiques, plutôt tholéitique, notamment par la nature des fractionnements.

On a mis en évidence deux lignées d'évolution distinctes issues de sources géographiquement et géochimiquement différentes.

1 - Les basaltes à "Am-Ep" et les andésites constituent deux sous-lignées très voisines issues d'une même source progressivement appauvrie en éléments hygromagmaphiles légers. Les magmas parents pourraient avoir subi un premier fractionnement hornblenditique, suivi d'un fractionnement à Pl Cpx Ol. La plupart des caractères géochimiques leur confèrent une nature calcoalcaline classique, mais le fractionnement observé est à cachet tholéitique.

Les pyroclastites, les laves felsiques et les roches intrusives, sont cogénétiques des andésites. Les roches felsiques en dérivent par fractionnement d'un mélange à Pl Cpx Am Mt.

2 - Les basaltes à "Pl" forment une tendance calcoalcaline intermédiaire dont le fractionnement exclusivement anhydre, à Pl Cpx Ol, indique une affinité tholéitique plus marquée. Ils soulignent bien la différence de volcanisme qui caractérise la formation de Héva (IMREH, 1984), avec un retour progressif au volcanisme de fonds océaniques.

L'eau qui intervient dans le fractionnement précoce des magmas de la formation de Val d'Or (si l'hypothèse d'un fractionnement hornblenditique est retenue) caractérise une évolution calcoalcaline. On peut expliquer l'assèchement progressif du magmatisme (passage de calcoalcalin à tholéitique), par une évolution géotectonique: la base de la formation de Val d'Or correspondrait au stade précoce, riche en eau, d'une "subduction" alors que les stades plus évolués sont secs.

Il n'est pas étonnant de constater que les minéralisations sont mises en place dans les niveaux calcoalcalins de la formation de Val d'Or.

Des spectres de terres rares sont en cours de réalisation: ils permettront de lever les différentes contradictions concernant la nature du magmatisme, et d'étudier l'influence de l'hydrothermalisme. En outre, le cas des basaltes à "Pl", très alumineux, mérite d'être analysé.

6 - INFLUENCE DES ALTÉRATIONS

Les conditions d'altération sont reflétées par les associations minéralogiques et par la géochimie des matériaux.

Le but de ce paragraphe est de séparer l'influence, sur la chimie des roches, des différentes phases métamorphiques et métasomatiques, afin de permettre, en aval, la sélection des échantillons susceptibles de fournir des informations d'intérêt géologique.

On résume, fig. 79, les caractères d'intérêt géochimique des quatre types principaux d'altération.

Spilitisation.

- Très "pénétrative", notamment pour les minéraux riches en alcalins (feldspaths).
- Il n'est pas possible de séparer chimiquement l'influence de l'altération, sinon par des hypothèses fondées sur la connaissance expérimentale des altérations hydrothermales.
- Répartition générale.
- Mobilité des éléments : + : Na; - : K, Mg, Ca.

Silicification.

- Très "pénétrative." A la limite, les roches affectées sont transformées en quartzite.
- Impossible de séparer chimiquement l'influence de cette altération.
- Localisée à proximité des minéralisations.
- Mobilité des éléments : + : Si; - : Na, Ca, Ti, Fe, Mg...

Potassification.

- Rarement très "pénétrative." Surtout localisée dans des zones de circulation (fractures ...).
- Après une étude pétrographique statistique précise, il est possible d'évaluer chimiquement son influence.
- Localisation : sans ordre apparent, mais constante près des zones minéralisées.
- Mobilité des éléments : + : K, (Al); - : (Si ...)

Carbonatation.

- Rarement très "pénétrative"
- Une calcimétrie permet de chiffrer les apports extérieurs.
- Localisation : comme la potassification.
- Mobilité des éléments : + : Ca, CO₂.

Fig. 79 : Principaux caractères pétrographiques et géochimiques des altérations

La définition de zones d'altération est particulièrement utile en prospection, cependant, elles doivent toujours être corrélées à un référentiel réputé non altéré et représentatif de la géochimie locale ou régionale : celui-ci sera, soit choisi parmi des faciès pour lesquels la pétrographie et la géochimie indiquent une faible influence des altérations, soit "reconstitué" en se fondant sur la comparaison des variations relatives des teneurs en éléments mobiles et inertes, soit encore pris dans la littérature régionale.

6.1. - GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MOBILES.

On étudie, dans ce paragraphe, les teneurs de nos roches en K, Na, Ca, et, accessoirement, Si, Rb, Sr, afin de les interpréter, en 6.2, pour préciser l'influence géochimique des altérations.

La mobilité de K, Rb, Sr au cours des altérations et des métamorphismes est reconnue depuis longtemps, cependant, LUDDEN et al. (1982) cités par PICARD et al. (sous presse) "ont démontré dans une étude sur les laves archéennes, que l'ordre de grandeur des teneurs observées était représentatif des teneurs magmatiques à l'échelle de la séquence volcanique".

6.1.1. - Le potassium.

Sauf lorsque la biotite est présente, la muscovite est le seul minéral porteur de potassium (*). Sa répartition dans les roches est très inégale à toutes les échelles d'observation. Il est exceptionnel qu'elle envahisse intimement et totalement une roche : elle est plutôt localisée dans des veinules et des systèmes de veinules.

Les tableaux de moyennes par catégorie pétrographique (tableaux n° 5 et 6), et les tableaux d'analyses en annexe montrent que chaque faciès possède quelques échantillons dont les teneurs en K₂O sont voisines de 0 % d'une part, 1 à 2 % d'autre part. En outre, la grande majorité des roches d'où la muscovite est totalement absente contiennent moins de 0,25 % de K₂O, et souvent moins de 0,05 %.

Les teneurs des échantillons restants encadrent largement la teneur moyenne, soit :

- 0,20 à 0,80 % pour les roches intermédiaires et mafiques;
- 0,80 à 1,30 % pour les roches felsiques.

Ces teneurs moyennes sont proches de celles données par JOLLY (1977) (tableau n° 7.) pour les laves de l'Abitibi. Ici cependant, la répartition très inégale de la muscovite les rend peu significatives.

Dans notre cas, les matériaux semblent caractérisés par des teneurs en potassium toujours faibles (< 0,1 %), mais parfois masquées par un enrichissement localisé en muscovite.

Si l'on se réfère à la remarque de LUDDEN et al. (1982) citée plus haut, la mobilité du potassium au cours des phénomènes métamorphiques ne devrait pas remettre en cause le caractère hypopotassique du magmatisme

(*) Les feldspaths et les chlorites analysés à la microsonde contiennent moins de 0,05 % de K₂O dans la plupart des cas.

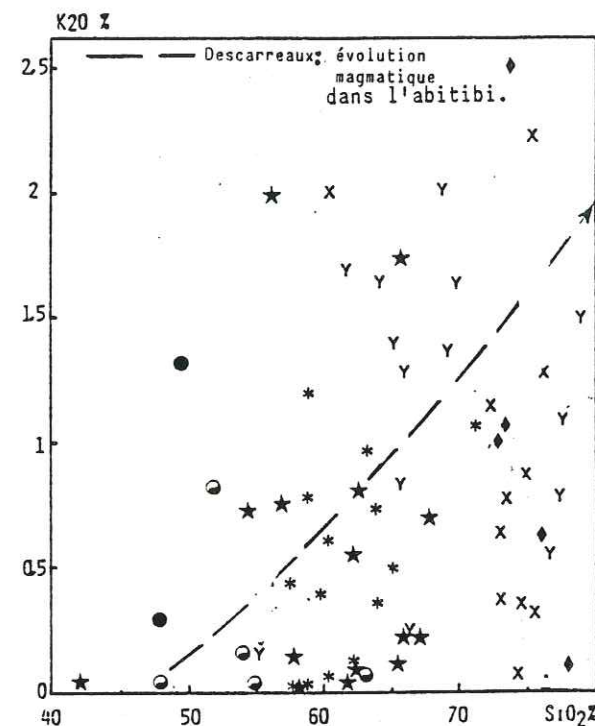


Fig 80a Diagramme K₂O - SiO₂

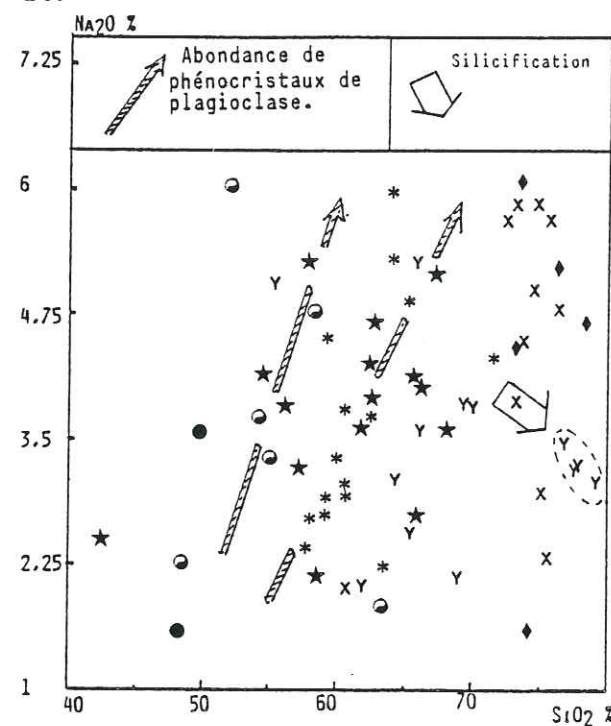


Fig 80b Diagramme Na₂O - SiO₂
Les échantillons de dacite silicifiée ont les N° 63, 86, 735, et 736. Ils forment le groupe entouré d'un trait pointillé à l'extrême droite du diagramme

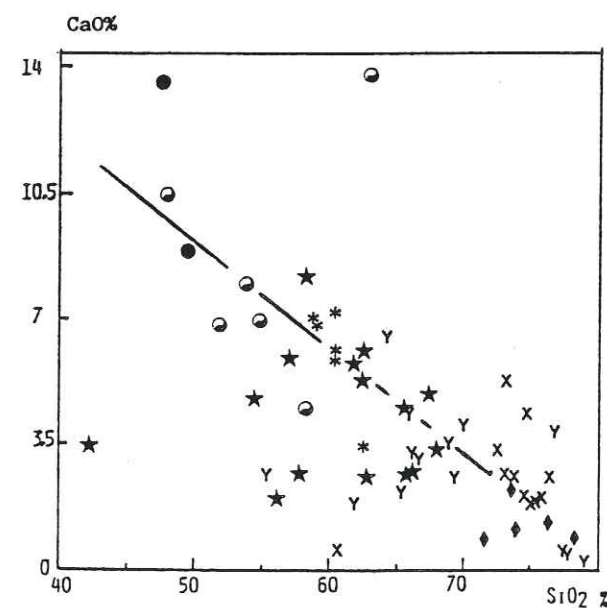


Fig 80c Diagramme CaO - SiO₂

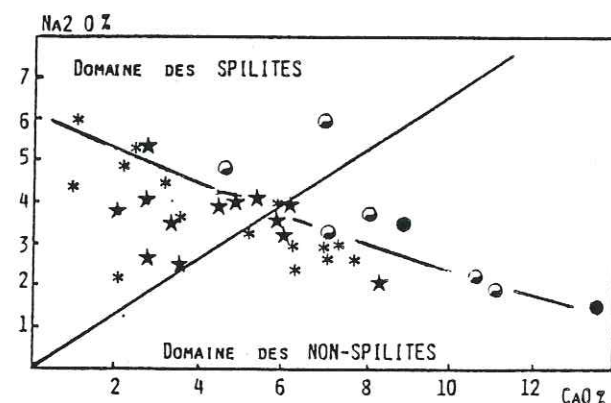


Fig 80d Diagramme Na₂O - CaO permettant théoriquement d'évaluer l'influence de la spilitisation

Fig. 80 : Diagrammes des altérations.

local, mais il a été certainement accentué par des altérations, car de telles teneurs sont tout à fait exceptionnelles dans des roches ignées.

Le diagramme K₂O-SiO₂ (fig.80a) montre une forte dispersion des points où l'on ne discerne aucune tendance magmatique (voir le tracé de la courbe de DESCARREAU 1972 pour les volcanites de l'Abitibi), et souligne ainsi le rôle des altérations dans la distribution de K.

6.1.2. - Le sodium.

Hormis la paragonite, relativement peu fréquente, le seul minéral pouvant contenir du sodium en quantité appréciable est le feldspath, ici exclusivement albitique. L'albite apparaît au cours de la spilitisation en pseudomorphose de feldspaths primaires. En conséquence, le sodium n'est pas, comme le potassium, sujet à des variations anarchiques des teneurs à l'intérieur même d'un échantillon.

Pour les roches mafiques et intermédiaires dont la matrice est chloriteuse, on note une corrélation positive entre l'abondance des microphénocristaux et les teneurs en sodium (fig.81). Cette relation existe aussi dans les roches intermédiaires et felsiques, mais elle est moins nette car le feldspath est un constituant important de la matrice.

N° échantillon	Microphénocristaux de plagioclase albitisé	Na ₂ O
28	1 %	2,27 %
29	10 %	3,71 %
30	10 %	4,78 %
26	25 %	6,03 %

Fig. 81 - Teneurs en sodium et pourcentage de microphénocristaux de plagioclase des basaltes à plagioclase.

Une telle évidence mérite malgré tout d'être signalée car, au cours des altérations, un élément chimique donné sera d'autant plus capable de s'ajouter à la composition d'une roche qu'il existe plus de sites susceptibles de le recevoir (exemple : plagioclase pour le sodium). L'abondance de cet élément sera donc déterminée par la nature de l'altération, mais aussi par l'abondance des sites favorables à sa fixation.

Le diagramme Na₂O-SiO₂ (fig.80b) montre une dispersion des points soulignant, comme pour le potassium, l'influence des altérations sur la répartition du sodium. On remarque cependant l'alignement des points des basaltes à "Pl" à teneurs en SiO₂ presque constantes, qui reflète simplement l'abondance de microphénocristaux de plagioclase albitisé.

6.1.3. - Le calcium (et le strontium).

Les plagioclases étant essentiellement sodiques, les seuls minéraux pouvant contenir du calcium en quantité appréciable appartiennent aux groupes des carbonates et des épidotes. Pour les carbonates, on a vu en pétrographie que leur cristallisation était d'origine secondaire, liée à des apports extérieurs : la contribution du calcium dans les altérations calcitiques et dolomitiques est donc facile à évaluer, par calcimétrie.*

* On en a tenu compte dans les analyses chimiques d'échantillons riches en carbonates.

Dans le diagramme CaO-SiO₂ (fig. 80c), on observe une bonne corrélation négative classique de ces deux éléments pour de nombreux échantillons, des faciès mafiques aux faciès felsiques. Une telle tendance est vraisemblablement magmatique et montre que, contrairement au sodium et plus encore au potassium, le calcium ne subit pas, au cours des altérations, de variations importantes ou, du moins, de variations anarchiques. La plupart des points qui s'éloignent de cette tendance montrent un appauvrissement en calcium, suggérant que, à l'exception des carbonatations bien entendu, les altérations peuvent éventuellement lessiver le calcium, mais non l'enrichir. Une telle déduction avait d'ailleurs déjà été faite en pétrographie, lorsqu'on constatait l'albitisation des plagioclases au cours de la spilitisation, ou la disparition des épidotes et du sphène lors des silicifications.

Le strontium, élément étroitement lié au calcium, montre une tendance d'évolution très similaire.

6.2. - GÉOCHIMIE DES ALTÉRATIONS.

6.2.1. - La spilitisation.

Avec la possibilité d'examiner des laves épanchées sur les fonds océaniques, l'étude, souvent expérimentale, de la spilitisation a fait beaucoup de progrès ces dernières années (HUMPHRIS et THOMSON, 1978; MOTTL, 1983 notamment). Cependant, ces travaux concernent toujours des basaltes. Dans notre cas, les seules laves basaltiques dont nous disposions (basaltes à "Am-Ep" et à "Pl") conviennent mal à de telles études en raison du petit nombre d'échantillons que l'on possède, et surtout du caractère très localisé des affleurements : schématiquement, on peut considérer que chacun de ces deux faciès n'est représenté que par un seul affleurement, morcelé sur quelques centaines de mètres carrés (!). Il sera donc impossible d'avancer sérieusement la géochimie de la spilitisation avec ces roches.

On a donc choisi d'appliquer, avec réserves, les résultats de MOTTL (1983) aux microdiorites quartziques, car :

- on en trouve des représentants partout sur le terrain;
- en pétrographie microscopique, ce faciès est relativement bien typé;
- contrairement à ce que l'on observe pour tous les autres faciès, les points représentatifs des différents échantillons sont particulièrement bien groupés dans tous les diagrammes géochimiques faisant intervenir des éléments peu mobiles (SiO₂, Zr/TiO₂, Zr/TiO₂-Nb/Y, log Y-log Zr).

A titre indicatif, on suggérera des conclusions pour d'autres faciès.

Le diagramme Na₂O - CaO (fig. 80 d) permet théoriquement de séparer les roches spilitiques des roches non spilitiques. Ce diagramme n'est évidemment utilisable que pour les roches mafiques et intermédiaires, mais même dans ce cas, des réserves sont nécessaires. En effet, compte tenu des conditions et lieux d'échantillonnage et de leurs caractères pétrographiques, il n'y a pas de raison de supposer que les basaltes de la fig. 81 aient subi des altérations spilitiques d'intensités diffé-

rentes, cependant, l'abondance des pseudomorphoses albitiques de plagioclases détermine, ou non, leur localisation dans le champ des spilites: au cours d'une métasomatose sodique, une roche qui n'a pas, minéralogiquement, la capacité de "fixer" le sodium sera certainement moins enrichie en cet élément qu'une roche qui possède déjà des "sites privilégiés" pour l'accueillir (ex. : plagioclases).

La corrélation négative que l'on observe entre sodium et calcium dans les roches mafiques et intermédiaires est due au fait que l'épidote s.l. microcristalline est un constituant important de l'altération de la mésostase. Les tendances de spilitisation se manifestent ici par un gain progressif de sodium et un départ de calcium.

La nature minéralogique des pseudomorphoses de plagioclases a permis de séparer les microdiorites quartziques en deux groupes :

- d'une part, les échantillons où le plagioclase a été totalement albitisé (14, 68, 75, 77, 87, 742).
- d'autre part, ceux où il a été remplacé par une association à épidote s.l. + chlorite (2, 11, 19, 20, 37, 85, 88, 745).

Les teneurs en éléments traces non mobiles, ainsi que certains éléments majeurs (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃), donnent la certitude que a et b appartiennent bien à un même groupe géochimique. Cependant, MgO, CaO, Na₂O, et plus accessoirement K₂O montrent des variations importantes qu'il faut interpréter (tableau 8). Si on compare ces analyses à celles

	Microdiorite quartzique Zone Manitou-Louven		Andésite calco-alcaline (JOLLY, 1977)	Diorite de Bourlamaque (CAMPAGLIO, 1977)
	Groupe b Plagioclases épidotisés	Groupe a Plagioclases albitisés		
SiO ₂	59,32	62,51	56,20	
Al ₂ O ₃	16,79	16,99	16,10	
Fe ₂ O ₃	7,34	7,58 (mais variable)	8,23	
MgO	5,86	4,27	4,18	2,50-3,50
CaO	6,42	2,92	6,84	5 - 6
Na ₂ O	2,98	4,20	4,10	3,5 - 4
K ₂ O	0,21 (non représentatif)	0,65 (mais variable)	0,82	
TiO ₂	0,79	0,66	0,93	
MnO	0,10	0,11	0,11	
P ₂ O ₅	0,18	0,24		

Tableau n°8: Composition chimique moyenne des microdiorites quartziques de la zone Manitou-Louven (ce travail), des andésites calco-alcalines de l'Abitibi (JOLLY, 1977), et de la diorite de Bourlamaque (CAMPAGLIO, 1977)

de la diorite de Bourlamaque (CAMPIGLIO, 1977) dont les filon-couches sont cogenétiques, ainsi qu'à la composition chimique moyenne des andésites calco-alcalines de l'Abitibi (JOLLY, 1977, tableau 8.), on constate pour les trois principaux éléments majeurs mobiles les variations (++, +, - ou --) résumées fig. 82

	Groupe a	Groupe b
MgO	+	++
CaO	--	=
Na ₂ O	+	(=) ou -
K ₂ O	-- mais très variable	-- mais très variable

Fig. 82 Variation de composition des microdiorites quartziques étudiées, par rapport aux roches andésitiques de l'Abitibi.

	E/R faible	E/R fort
Mg	léger +	fort +
Ca	léger -	fort -
Na	+	+ ou - suivant la température
(Fe)	(-)	(+)

Fig. 83: Résumé des variations de compositions observées par MOTTTL (1982) après altération hydrothermale de basaltes.

Ces variations reflètent évidemment les associations minéralogiques observées mais, si on fait l'hypothèse que les compositions de toutes ces roches avant altération étaient à peu près identiques, elles indiquent des métasomatoses accentuées d'origine vraisemblablement spilitique.

MOTTTL (1983) a réalisé expérimentalement l'altération spilitique de basaltes, en présence de différentes quantités d'eau de compositions notamment marines (E/R = rapport quantité d'eau / volume de roche). Certains résultats obtenus sont résumés fig. 83, en ce qui concerne les variations de teneurs de quelques éléments nous intéressant, par rapport à une roche non altérée.

La comparaison des fig 82 et 83 permet d'établir une relation grossière Pl albitisé (a) = E/R fort, Pl épidotisé (b) = E/R faible. Il y a une certaine contradiction pour le groupe b (plagioclases épidotisés), où Mg est très enrichi et où Ca ne subit pas de modifications : dans ce cas, les teneurs en Mg indiqueraient un lessivage poussé contrairement à Ca qui, n'étant pas lessivé, suggère une altération faible (en pétrographie, l'épidotisation des plagioclases par opposition à leur albitisation avait été considérée comme un signe de spilitisation faible). On constate que, dans les microdiorites où le plagioclase est épidotisé, la matrice est, en général, fortement chloritisée. Pour lever la contradiction, reposant sur les teneurs élevées en Mg des microdiorites du groupe b, on propose d'envisager une spilitisation en deux temps, et à des niveaux différents de l'empilement volcanique.

- 1 - Spilitisation d'activité modérée. - Dans les niveaux superficiels, le Na de l'eau de mer se substitue au Ca des plagioclases (groupe a).
- Dans les niveaux plus profonds, les fluides ne contiennent plus beaucoup de Na, et le plagioclase est alors épidotisé.
- 2 - Spilitisation plus intense. - Dans les niveaux superficiels, une décalcification et une sodification s'étaient produites au cours de la première phase; en conséquence, la substitution Mg $\leftarrow$ Ca qui devrait avoir lieu au cours d'une telle phase n'est pas très active. Par contre, en profondeur, cette substitution se produit; toutefois, elle n'affecte que

les zones les plus perméables (à toutes les échelles), ce qui explique que la matrice est chloritisée, alors que les grands cristaux de plagioclases conservent au moins partiellement leur épidotisation antérieure, sous la forme d'amas d'épidote baignant dans de la chlorite microcristalline. *

Bien entendu, si l'on se réfère au travail de MOTTTL (1983), ces deux stades distincts de spilitisation peuvent être réunis en une suite continue d'altération, où le volume total d'eau qui a traversé le système (donc le rapport E/R) augmente progressivement, permettant ainsi des transformations minérales successives différentes.

6.2.2. - Altérations au voisinage des minéralisations.

6.2.2.1. - Le potassium.

La séricitisation accompagnant la formation des gisements de sulfures massifs est actuellement reconnue comme un guide utile de prospection (CARIGNAN, 1978). L'importance de la potassification associée aux minéralisations paraît très variable selon les gisements considérés. A la mine Manitou, ROBERT (1980) remarque que la séricitisation est limitée à un mince niveau de schistes à proximité des corps minéralisés alors que, à la mine Louvem, RAYMOND (1983) définit une zone de potassification de grande taille (400m x 6 km au minimum) conforme et étirée selon la stratigraphie. En fait, cette différence apparente d'échelles de l'altération est probablement due au fait qu'il peut exister plusieurs auréoles successives de séricitisation; à la mine Manitou, la zone d'où proviennent les échantillons n° 64,65 et 86 marquerait la limite externe d'extension de la métasomatose potassique.

Sur le terrain, hors des zones minéralisées, on constate dans le détail que la séricitisation est un phénomène fréquent, et une cartographie à plus petite échelle serait nécessaire pour avoir une idée générale de son influence.

La potassification n'est jamais, dans le cas des matériaux étudiés, un phénomène très "pénétratif" une telle altération intense n'affecte qu'un mince niveau de la mine Manitou (schistes à séricite, ROBERT, 1980). Le plus souvent, elle se manifeste simplement par des veinules et des microveinules synfoliales de mica blanc.

6.2.2.2. - Le sodium (et le calcium).

La perte de Soude des matériaux est un phénomène courant au voisinage des minéralisations volcanogènes massives (HASHIGUCHI et al. 1983). Nous avons vu (échantillons n° 735,736 à la mine Manitou, et 60,61,62 à la mine Louvem) qu'elle se manifestait par la pseudomorphose des fantômes de plagioclase par du quartz ou de la muscovite, suivant que l'on se trouve dans une zone d'altération siliceuse ou potassique. Dans le cas de silification, la chimie confirme l'observation pétrographique: les roches convergent vers des compositions chimiques simples et voisines, quelle que soit leur composition initiale avant métasomatose.

Il semble cependant qu'une partie au moins du sodium demeure dans la roche, et s'exprime sous forme de paragonite, minéral que nous avons rencontré uniquement au sein des zones de métasomatose intense, où les matériaux ont un caractère peralumineux: les échantillons cités contiennent 23% de Na₂O.

* Voir la fig. 53.

Le calcium par contre est totalement lessivé. Cela se manifeste par l'absence d'épidote, de sphène, etc. dans les roches altérées proches des minéralisations, mais il se concentre dans les zones carbonatées.

Ces deux phénomènes sont bien illustrés dans les diagrammes $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ et $\text{CaO}-\text{SiO}_2$ (fig. 89b et 89c) par les échantillons de dacite n° 86, 735, 736 et, pour le Sodium uniquement, par le n° 63. Ces quatre roches ont été prélevées dans différentes zones altérées autour des mines Manitou et Louvem: elles forment, dans les deux diagrammes, un petit nuage resserré, hors du champ des dacites et des rhyolites non intensément métasomatisées elles sont légèrement désodifiées, fortement décalcifiées et très silicifiées.

La désodification et l'enrichissement en Al_2O_3 peuvent être évalués à l'aide d'un indice du caractère péralumineux défini par SPITZ et DARLING (1977), soit: $100 (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$, ou plus simplement par le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O}$ dont les mêmes auteurs ont mis en évidence l'efficacité à la mine Louvem.

Si l'on compare nos résultats aux valeurs moyennes données par SPITZ et DARLING (1977), il semble que le premier de ces deux indices soit bien adapté pour relever des anomalies régionales: la moyenne pour les rhyodacites du bouclier canadien est de 23%; pour le groupe de Malartic; d'après les analyses de DESCARREUX (1972), elle est de 30%.

Nos analyses donnent des valeurs moyennes entre 30 et 40% allant même jusqu'à 50 ou 60% dans les zones les plus altérées. Quant au rapport $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O}$, il permet d'encadrer de très près la minéralisation en délimitant la zone très fortement désodifiée: pour les rhyodacites du groupe de Malartic, ce rapport est compris entre 2,8 et 3,5; dans notre cas cette valeur n'est dépassée que par quelques échantillons très muscovitiques (3,32, 44, 62, 65) et n'atteint jamais la valeur de 100 relevée à proximité des minéralisations, ou même de 10 considérée par SPITZ et DARLING comme la limite chimique des faciès très altérés.

6.2.2.3 - La silicification

Cette altération, lorsqu'elle est intense et très "pénétrative", est typique de la proximité immédiate des amas minéralisés. On a également la preuve, au Nord de la mine Louvem, du fonctionnement de sources chaudes probablement peu actives formant, dans des brèches de coulée, des amas de quartz en géodes, mais cette silicification ne modifie pas la chimie intime de la roche*. Les meilleurs exemples de métasomatose intense sont fournis par les échantillons n° 63, 86, 735, 736, et 18. Lorsque les teneurs en silice des altérites ne dépassent pas 75 à 80%, les microtextures originelles sont plus ou moins conservées; dans le cas contraire (18), elles sont totalement effacées.

Par leurs localisations très proximales vis à vis des minéralisations, les domaines silicifiés sont reconnus comme de bons guides géochimiques et pétrographiques pour la prospection minière. Toutefois, ils ne sont pas isolés, mais constituent le coeur de zones altérées plus vastes (potassification). Sur de grandes étendues, le repérage pétrographique et géochimique de ces dernières est évidemment plus simple, la recherche des domaines silicifiés relevant alors d'une cartographie d'échelle très locale.

* Il suffit d'échantillonner en évitant soigneusement le quartz.

Conclusion sur l'étude des altérations.

Il est généralement possible d'évaluer la composition chimique primaire de matériaux ayant subi des altérations hydrothermales (spilitisation, métasomatose potassique ...) d'intensité moyenne, ou même forte. Cette reconstitution peut être faite en associant à l'étude diagrammatique des tendances, les connaissances acquises, en pétrographie, sur la nature et l'intensité des altérations et, éventuellement, en comparant les tendances d'évolution géochimiques des matériaux altérés à la tendance moyenne de la formation étudiée.

L'origine du potassium apporté par certains fluides n'est pas déterminée car il n'existe pas, à proximité, un socle potassique important. Cependant, il est facile d'envisager qu'un lessivage faible de cet élément dans une importante section de la série volcanique puisse conduire, localement, dans des zones de décharge des systèmes hydrothermaux, à une potassification franche par échange d'ions et précipitation de nouveaux minéraux.

En fait, cette métasomatose ne se manifeste pas par une potassification intime de la roche, mais seulement par la formation de micas blancs dans les zones de fractures ou de plus grande porosité.

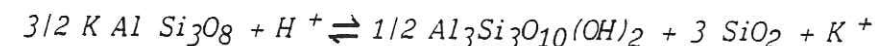
Une telle origine du potassium permettrait d'interpréter au moins partiellement en termes de métasomatose le caractère hypopotassique du groupe de Malartic.

A la mine Manitou, l'origine de la silice a été discutée par ROBERT (1980). Il suggère qu'elle est, partiellement, produite au cours de la destruction des feldspaths et, constatant que les zones silicifiées sont recoupées de nombreuses veinules de quartz, il lui assigne également une origine par des apports extérieurs.

Ces deux aspects ne sont nullement contradictoires. Il y a effectivement libération de silice au cours de la destruction des feldspaths, les équilibres devant être, successivement (ROSE et BURT, 1979):



puis:



La silice ainsi mise en solution dans les zones chaudes du système hydrothermal est précipitée lorsque la chute de température ne permet plus sa stabilité dans la phase fluide (HOLLAND et MALININ, 1979). Cette réaction a lieu dans les zones de circulation superficielle ou à l'émergence des sources chaudes sur le fond des océans.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

1 - SOMMAIRE

L'évolution des méthodes de prospection minière montre que, si l'on se détache de l'aspect directement productif pour intégrer des paramètres apparemment secondaires, les "retombées économiques" sont bien souvent largement supérieures à ce que l'on aurait pu attendre.

Cette étude a été réalisée dans cet esprit, en considérant qu'une meilleure connaissance pétrologique des matériaux (polymétamorphiques épizonaux dans notre cas) devrait être un élément essentiel des synthèses géologiques et métallogéniques.

La synthèse stratigraphique et géochimique de la zone Manitou-Louven ne remet pas en cause les études régionales (IMREH, 1984), mais précise certaines données.

La série étudiée appartient à la formation de Val d'Or. Elle est volcanique et volcanosédimentaire, intercalée de filons-couches hypovolcaniques.

Le cachet géochimique est calcoalcalin, mais les tendances varient avec la succession stratigraphique par évolution des modalités de fractionnement et par appauvrissement progressif de la source mantellique, dont le taux de fusion partielle a peut-être subi des modifications.

En fait, il apparaît une contradiction entre le cachet géochimique, calcoalcalin, et les tendances d'évolution, plutôt tholéitiques. Cette ambiguïté, que l'on tentera de lever à l'aide de spectres de terres rares, est certainement liée au site géotectonique de mise en place des laves. Il est possible que l'on soit amené à compliquer le simple modèle d'arc insulaire accepté localement, par celui d'un bassin marginal.

- Les basaltes à amphibole et boules d'épidote de la base sont riches en Al_2O_3 , Zr, Cr, Ni, et pauvres en TiO_2 , indiquant qu'ils dérivent, par faible fusion partielle, d'une source mantellique enrichie en éléments hygromagmaphiles légers.

Les enclaves magmatiques à hornblende-pyroxènes seraient les "résidus" d'un fractionnement hydraté précoce, mais le fractionnement final est anhydre, comme pour tous les autres faciès (Pl, Cpx, Ol).

- Le volcanisme qui prévaut ensuite sur toute la puissance de la formation montre l'intime association de laves intermédiaires et felsiques, de pyroclastites grossières généralement felsiques et monogéniques, et de filon-couches hypovolcaniques dioritiques. Tous ces faciès sont magmatiquement cogénétiques et semblent apparentés aux basaltes à "Am-Ep". Si ce n'est pour le caractère anhydre de son fractionnement, révélé par les vecteurs de fractionnement dans les diagrammes $\log Ti - \log Zr$ et $\log Y - \log Zr$, cette lignée présente un cachet pétrographique et géochimique calcoalcalin.

Les filons-couches fournissent, par leurs caractères de terrain, leur pétrographie et leur géochimie, les éléments de transition entre le batholite de Bourlamaque et le volcanisme effusif de la formation de Val d'Or dont la parenté a été démontrée par CAMPIGLIO (1977).

Régionalement, l'étude d'un tel magmatisme hypovolcanique peu profond associé au volcanisme intermédiaire-felsique des complexes volcaniques centraux est presque inexistante.

- Au Sud du terrain, le passage à la formation de Héva est marqué par des basaltes évolués, hyperalumineux, calco-alcalins, mais possédant une certaine affinité de laves tholéitiques. Leur localisation stratigraphique et leurs caractères géochimiques les séparent franchement du reste de la formation de Val d'Or, et suggèrent qu'ils sont issus d'une source et d'un centre éruptif différents. Après le volcanisme apparenté à ceux d'arc insulaire de la formation de Val d'Or, ils marquent le retour progressif au volcanisme de fonds océaniques.

Reconstitution des événements métamorphiques.

Des critères minéralogiques et microtexturaux permettent de distinguer l'acquis spécifique de chaque phase métamorphique. Ces méthodes de reconstitution peuvent être généralisées pour des matériaux de constitution différente, métamorphisés sous des conditions ne dépassant pas le stade des amphibolites. Ici, leur intérêt principal est de souligner la diversité pétrographique que peut recouvrir le terme de "schistes verts" si l'on se détache de la paragenèse effectivement banale pour comprendre l'évolution et la chronologie des phénomènes métamorphiques.

- Le premier métamorphisme est spilitique, synvolcanique, à cachet hydrothermal. L'intensité de la métasomatose qu'il induit dépend de la profondeur de mise en place des matériaux par rapport aux fonds marins: les laves en coussins, directement en contact avec l'eau de mer, sont nettement plus altérées que les filon-couches; cela se traduit par une albitisation du plagioclase, au lieu d'une épidotisation, dans les filons-couches.

Les associations minérales sont, globalement, celles des schistes verts.

- Le dernier métamorphisme, synchrone de la phase de plissement kénoréenne, est également de faciès schistes verts (zone à biotite). Il détermine une paragenèse peu différente de celle acquise précédemment. Son influence est plus texturale que minéralogique.

On constate que dans les zones n'ayant pas subi de métasomatose intense, les associations minérales actuelles dérivent, sans modification majeure au cours de la phase kénoréenne, des associations spilitiques dont on a notamment retrouvé la trace dans les feldspaths et les épidotes.

- Les plagioclases sont albitisés ou épidotisés suivant les conditions de la spilitisation. La pseudomorphose acquise à ce moment n'est pas modifiée ultérieurement.

- Les chlorites ont subi, au cours du dernier métamorphisme, une réhomogénéisation chimique globale ne dépassant pas l'échelle de chaque unité volcanique. Leur rapport Fe/Mg est représentatif de celui de la roche qui les contient et peut être utilisé avec profit pour classer les matériaux; la réciproque est également vraie.

- La nature des épidotes s.l. issues de chaque phase métamorphique peut être déterminée, et leur chronologie d'apparition est établie en se fondant sur l'examen des fantômes.

Outre la spilitisation et le métamorphisme régional, on observe, localement mais fréquemment, la trace de circulations hydrothermales qui se manifestent par des potassifications, des carbonatisations et, plus rarement, des silicifications.

Ces métasomatoses sont attribuées à un épisode hydrothermal (ou plusieurs?) associé(s), pour une part au moins, à la mise en place de la diorite quartzique de Bourlamaque et de son cortège de filons de quartz parfois aurifères.

Les circulations de fluides ont dû affecter globalement toute une partie de l'empilement volcanique, au moins au sein du complexe central de Val d'Or, mais aussi dans l'ensemble du groupe de Malartic. Le caractère déjà hypopotassique du volcanisme de ce groupe est accentué par l'hydrothermalisme.

Les carbonatisations et les potassifications ne sont jamais intenses et les silicifications sont exceptionnelles, sauf à proximité des minéralisations dont la localisation indique le lieu de décharge des systèmes hydrothermaux.

2 - CONCLUSIONS ET SUGGESTIONS

En résumé, par sa vaste étendue géographique, par sa grande richesse minérale et par les innombrables travaux de cartographie, de prospection, d'exploration, de mise en valeur et d'exploitation qui y ont été effectués depuis moins d'un siècle, l'Abitibi constitue un territoire de choix pour la recherche des lois qui régissent la formation des concentrations minérales en terrain archéen et pour celle de critères susceptibles de guider plus efficacement la prospection.

Il semble regrettable, dans les formations archéennes, de toujours se limiter aux simples "roches vertes", alors que la pétrographie et la géochimie sont riches en enseignements de toutes natures.

La finalité d'études ultérieures conformément à cet esprit serait de dresser des méthodes de reconstitution de l'histoire pétrologique de matériaux métamorphisés, métasomatés et, éventuellement, minéralisés, pour, à partir de ces méthodes, définir des critères de prospection.

Pour atteindre ce but, nous suggérons de:

1- Effectuer le même travail sur une plus grande variété de faciès pétrographiques, métamorphiques, et d'altération.

2- Sélectionner des "couples" de formations pétrographiquement et magmatiquement analogues où l'une est minéralisée, l'autre non, afin de déterminer l'empreinte texturale, minéralogique et géochimique spécifique d'un environnement minéralisé.

3- Etudier avec précision la géochimie des altérations liées aux minéralisations (carbonatation, muscovitisation, silicification), afin de définir des patrons de distribution de certains éléments d'intérêt économique (Au, Cu, Zn, Ag). Une telle étude permettra de mieux connaître les processus de mise en place de ces éléments et pourra révéler des critères de prospection non encore reconnus.

En outre, la géochimie régionale mérite d'être précisée à la lumière des informations contenues dans ce travail, notamment en ce qui concerne le problème du bimagmatisme tholéiitique-calcoalcalin. Les études à petite échelle sont maintenant nombreuses; elles fournissent d'excellentes bases de travail pour des études locales choisies avec soin: ces dernières devraient apporter des connaissances supplémentaires sur les phénomènes magmatiques archéens. En aval de ce travail, des spectres de terres rares vont affiner les distinctions pétrographiques et géochimiques en vue d'une reconstitution magmatique.

Il est impossible d'évaluer de combien de dizaines de milliers de kilomètres de forages et de galeries a été perforé le sol de l'Abitibi. Chacun d'eux renfermait, en puissance, des données, positives ou négatives, susceptibles de prendre place dans un tableau d'ensemble. Pendant longtemps, l'accent a été mis, à juste titre, sur la recherche de résultats immédiatement rentables. C'était une étape nécessaire au développement économique de l'Abitibi, mais beaucoup de renseignements potentiellement utiles ont été négligés ou gaspillés. D'innombrables données, sont toujours obtenues, chaque fois qu'on se livre à des recherches d'intérêt économique. Il est temps de les mettre à profit pour y rechercher des critères susceptibles d'orienter, à moyen et à long terme, le développement minier de l'Abitibi.

BIBLIOGRAPHIE

- ALBEE A.L. (1962). - Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. *American Mineralogist*, 47, 851-870.
- ALSAC, C. (1977). - Pétrographie et géochimie de formations volcaniques minéralisées de l'Abitibi et de l'Estrie. MRNQ, Québec (Rapport final) DPV 519.
- ALSAC, C., LATULIPPE, M., LAMARCHE, R. (1971). - Caractéristiques pétrologiques et géochimiques des formations paléovolcaniques minéralisées, d'après l'exemple des régions de Val d'Or et Weedon-Thetford (Canada). MRNQ, Québec, DP 0096.
- AMSTUTZ, G.C., PATWARDHAN, A.M. (1974). - Areappraisal of the texture and the composition of the spilites in the permo-carboniferous Verrucano of Glarus Switzerland. In *Spilites and spilitic rocks*; ed. par G.C. Amstutz, 71-81, Springer-Verlag.
- ANHAEUSSER, C.R., FRITZE, K., FYFE, W.S., GILL, R.C.O. (1975). - Gold in "primitive" archaean volcanics. *Chemical Geology*, 16, 129-135.
- ASSAD, R., FAVINI, G. (1980). - Prévision de minerai cupro-zincifère dans le Nord-Ouest québécois. Etablissement et répartition. MER, Québec, DPV 670.
- AVRAMTCHEV, L., LEBEL-DROLET, S. (1979). - Inventaire des gisements minéraux du Québec au 30 Septembre 1979. MER, Division du potentiel minéral, DPV 707.
- BARAGAR, W.R.A. (1968). - Major element geochemistry and the Noranda volcanic belt, Quebec-Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5, 773-790.
- BARD, J.P. (1980). - Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. 192 p. Masson, Paris.
- BESSION, M., FONTEILLES, M. (1974). - Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéiitique et calco-alcaline. *Bulletin Société française de minéralogie et cristallographie*, 97, 445-449.
- BILLINGS, M.P., WHITE, W.S. (1950). - Metamorphosed mafic dykes of the Woodville quadrangle, Vermont and New-Hampshire. *American Mineralogist*, 35, 629-643.
- BOILY, M. (1981). - Levés lithologique, structural et lithogéochimique. Projet Dunraine 10-817. Classé au MERQ, Québec : G.M. 36866.
- BORRADAILE, G.J., BAYLY, M.B., McPOWELL, J.C. (1982). - Atlas of deformational and metamorphic Rock Fabrics Springer-Verlag.
- BOUCHARD, M. (1979). - Tectonique, région de Cadillac -Malartic. MER, Québec, DPV 603, 10 p.
- BOUCHARD, M. (1980). - Région de Cadillac-Malartic. MER, Québec, DPV 791, 10 p.
- BOUGAULT, H. (1980). - Contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques. Analyse des éléments traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence X. Thèse d'Etat, Université de Paris VII.
- BOUGAULT, H., JORON, J.-L., TREUIL, M., MAURY, R. (1985). - Local versus regional heterogeneities : evidence from hygromagnaphile elements. Initial Reports of the deep-sea drilling project. LXXXII Washington.
- BROWN, E.H. (1975). - A petrogenetic grid for reactions producing biotite and other Al-Fe-Mg silicates in the greenschist facies. *Journal of Petrology*, 16, part 2, 258-271.
- BURRI, C., PARKER, R.L., WENK, E. (1967). - Die optische orientierung der Plagioklase. Birkhäuser, Basel und Stuttgart.
- CAMPIGLIO, C. (1977). - Batholite de Bourlamaque. MRNQ, Québec, E.S. 26.
- CAPEDVILLA, R., GOODWIN, A.M., UJKE, O., GORTON, M.P. (1982). - Trace-element geochemistry of Archaean volcanic rocks and crustal growth in southwestern Abitibi Belt, Canada. *Geology*, 10, 418-422.
- CARIGNAN, J. (1978). - Géochimie et géostatistique comme outil combiné pour l'exploration des gisements volcanogènes de sulfures massifs. MRNQ, Québec, rapport inédit, 120 p.
- CHOUKROUNE, P. (1971). - Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les zones abritées (pressures shadows). *Bulletin Société géologique de France*, 7, 257-271.
- C.I.M. (1980). - Gold symposium and field excursions (Val d'Or - Kirkland Lake, Timmins). Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 1980.

- COLVINE, A.C. (1983). - The geology of gold in Ontario. Ontario Geological Survey, Misc. pap. 110.
- CORNWALL, F.W. (1955). - Base-metal dispersion and metasomatism in wall-rocks at Barvue, Golden Manitou and New-Calumet mines. MER, Québec, DP 1981.
- COUTURE, B. (1982). - Etude lithogéochimique de la zone zincifère n° 4 de la mine Louvem, Val d'Or, Québec. Rapport de projet GLG 13202, Université Laval, Québec.
- DARLING, R., GELINAS, L. (1972). - Stratigraphy and petrography of volcanic host-rocks, main mine area, Manitou-Barvue mines, Val d'Or, Quebec. Original d'un rapport inédit.
- DEBAT, P., SOULA, J.-C., RUBIN, L., VIDAL, J.-L. (1978). - Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from Occitanie, Southern France). Lithos, II, 133-146.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1962). - Rock-forming minerals. Longmans, 5 vol.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1982). - An Introduction to rock-forming minerals. Longmans, 13ème édition.
- DESCARREAU, J. (1972). - Géochimie des roches volcaniques de l'Abitibi. Thèse de doctorat non publiée, Université Laval, Québec.
- DESCARREAU, J. (1973). - Apetrochemical study of Abitibi Volcanic Belt and its bearing on the occurrence of massive sulphide ores. CIM Bulletin, 61-69.
- DIMROTH, E., IMREH, L., GOULET, N., ROCHELEAU, M. (1982). - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I : Stratigraphy and Paleogeographic model. Canadian Journal of Earth Sciences, 19, n° 9, 1729-1758.
- DIMROTH, E., IMREH, L., GOULET, N., ROCHELEAU, M. (1983). - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II : Tectonic evolution and geomechanical model. Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1355-1373.
- DIMROTH, E., IMREH, L., GOULET, N., ROCHELEAU, M. (1983). - Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III : Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1374-1388.
- DRESCHER-KADEN (F.K.). (1948). - Die Feldspat-Quartz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneisse. Springer. 259 p.
- DUPUY, C., DOSTAL, J. (1984). - Trace-element geochemistry of some continental tholeiites. Earth Planetary Science Letter, 67, 61-69.
- ESKOLA, P. (1939). - Die metamorphen Gesteine, In : Die Entstehung der Gesteine, ed. by T.F.W. Barth, C.W. Correns & P. Eskola, 263-407. Springer, Berlin. Reprinted in 1960 & 1970.
- ETHERIDGE, M.A., HOBBS, B.E. (1974). - Chemical and deformational controls on recrystallization of mica. Contributions Mineralogy Petrology, 43, 111-124.
- FAVINI, G. (1977). - Patrons aéromagnétiques et gravimétriques de minéralisations cupro-zincifères de l'Abitibi. MRN, Québec, DPV 454.
- FISHER, R.V. (1961). - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geological Society of America Bulletin, 72, 1409-1414.
- FISHER, R.V. (1966). - Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth Sciences Review, I, n° 4, 287-298.
- FISHER, R.V. (1979). - Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. Journal of volcanology and geothermal research, 6, 305-318.
- FISHER, R.V., SCHMINCKE H.U. (1984). - Pyroclastic Rocks. Springer Verlag.
- FRANKLIN, J.M., LYDON, J.W., SANGSTER, D.F. (1981). - Volcanic associated massive sulfide deposits. Economic Geology, 75th anniversary volume, 485-627.
- GELINAS, L. (1980). - Secteur nord du complexe rhyolitique de Don. MER, DPV 747.
- GELINAS, L., BROOKS, C., PERREAULT G., CARIGNAN, J., TRUDEL, P., GASSO, F. (1976). - Chemo-stratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda district, Quebec. MRNQ, Québec, DPV 426.
- GELINAS, L., LAJOIE, J., BOUCHARD, M., SIMARD, A., VERPAELST, P., GAUTHIER, N., TASSE, N. (1982). - Les complexes rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda. MER, Québec, DPV 847.
- GIRAULT, M. (1983). - Etude géologique ponctuelle des volcanites archéennes à l'Est de Val d'Or. MER, Québec, DV 83-13. Travaux sur le terrain, 39-40.

- GIRAULT, M. (1985). - Géologie prévisionnelle. Volcanoclastites de la zone Manitou-Louvem, formation de Val d'Or : carte (1 : 10.000) + notice (12 p.). MERQ, Québec, ET 42.
- GOLDIE, R. (1979 A). Metamorphic history of the Archean Abitibi Belt. Discussion. In : Current Research, part C, Geological Survey of Canada, Paper 79-1C, 123.
- GOLDIE, R. (1979 B). - Consanguineous Archean intrusive and extrusive rocks, Noranda, Quebec : chemical similarities and differences. Precambrian Research, 9, 275-287.
- GOLDIE, R., BOTTRILL, T.J. (1981). - Seminar on sea-floor hydrothermal systems. Geoscience Canada, 8, 93-104.
- GOODWIN, A.M. (1980). - Archean plates and greenstone belts. in "Precambrian plate tectonics", ed. par A. Kröner, pp. 125-135, Elsevier, 1980.
- GOODWIN, A.M. (1982). - Archean volcanoes in southwestern Abitibi Belt, Ontario and Quebec : form, composition, and development. Canadian Journal of Earth Sciences, 19, n° 6, 1140-1155.
- GOODWIN, A.M., RIDLER, R.H. (1970). - The Abitibi orogenic belt. In : Symposium on basins and geosynclines of the Canadian shield. Ed. par A.J. Bear. Commission géologique du Canada, paper 70-40, 1-30.
- GOULET, N. (1978). - Stratigraphy and structural relationships across the Cadillac-Larder Lake fault, Rouyn-Beauchastel area, Quebec. Ph. D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario. MRNQ, Québec, DPV 602, 155 p.
- GRATIER, J.-P. (1984). - La déformation des roches par dissolution-cristallisation. Aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure. Thèse de doctorat d'Etat. IRIGM, Grenoble.
- GRAVIOU, P. (1984). - Pétrogenèse des magmas calco-alcalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégoraise (Massif Armoricain). Thèse de troisième cycle, Université de Rennes.
- GRUAU, G. (1983). - Etude géochimique d'associations volcaniques basiques et ultrabasiques d'âge supérieur à 3,5 AE : conséquences sur la structure du manteau archéen précoce. Thèse de 3ème cycle, Université de Rennes.
- GUIDOTTI, C.V. (1984). - Micas in metamorphic rocks. In : Ed. by S.W. Bailey, "Micas", 357-456. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy, 13.
- GUNNING, H.C. (1937). - Région de Cadillac, Québec. Commission géologique du Canada, mémoire 206, 86 p.
- GUNNING, H.C., AMBROSE, J.W. (1940). - Malartic area. Geological Survey of Canada, memoir 222, 142 p.
- HANSON, G.D. (1980). - Rare Earth Elements in petrogenetic studies of igneous systems. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 8, 371 - 406.
- HASHIGUCHI, H., YAMADA, R., TSUNESHI, I. (1983). - Practical application of low Na₂O anomalies in footwall acid lava for delimiting promising areas around the Kosaka and Fukazawa kuroko deposits, Akita prefecture, Japan. Economic Geology, Monograph 5 on kuroko deposits, 387-394.
- HEBERT, R. (1982). - Manneville-Aigubelle-mine Marbridge. Travaux sur le terrain 1982, MERQ, Québec, DPV 983, 39-41.
- HEY, M.H. (1954). - A new review of the chlorites. Mineralogical Magazine, 30, 277-292.
- HILDEBRAND, R.S. (1984). - Geology of the Rainy Lake-White Eagle Falls area; district of Mackenzie : Early proterozoic cauldrons, stratovolcanoes and subvolcanic plutons. Geological Survey of Canada, paper 83-20.
- HODGSON, C.J., LYDON, J.W. (1977). - Geological setting of volcanogenic massive sulphide deposits and active hydrothermal systems : some implications for exploration. Canadian Institute of Mining Bulletin, 70, 95-106.
- HOLLAND, H.D., MALININ, S.D. (1979). - The solubility and occurrence of non-ore minerals. In : Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Ed. by H.L. Barnes, 461-508. Wiley.
- HOLM, P.E. (1982). - Non recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram. Contributions to mineralogy and petrology, 79, 308-310.
- HUMPHRIS, S.E., THOMPSON, G. (1978). - Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. Geochimica Cosmochimica Acta, 42, 107-125.

- IMREH, L. (1974 a). - Le sillon serpentinique de La Motte, comté d'Abitibi-Est. MRNQ, Québec, DP 215, 12p.
- IMREH, L. (1974 b). - Esquisse géologique du sillon serpentinique archéen de La Motte-Vassan. MRNQ, Québec, DP 232, 8 p.
- IMREH, L. (1976). - Nouvelle lithostratigraphie à l'Ouest de Val d'Or, et son incidence gîtologique. MRN, Québec, DP 349 V.
- IMREH, L. (1979). - Lithostratigraphie et roches ultramafiques du secteur de Val d'Or-Amos. Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, réunion annuelle, livret-guide pour l'excursion A-4, 40 p.
- IMREH, L. (1979b). - Etude lithostratigraphique et métallogénique prévisionnelle des volcanites de l'Abitibi-Est Méridional. MER Québec, Travaux sur le terrain, DPV 712, 30-32.
- IMREH, L. (1984). - Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional : synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique. MER, Québec, M.M. 82-04.
- IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A. (1971). - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.
- JAMES, W.F., MAWDSLEY, J.B. (1926). - Fiedmont and Dubuison Map areas, Abitibi County, Quebec. Geological Survey of Canada, Summ. Rept part C, 56-72.
- JOLLY, W.T. (1977). - Relations between Archean lavas and intrusive bodies of the Abitibi greenstone belt, Ontario-Quebec. In : Volcanic regimes in Canada. Ed. by W.R.A. BARAGAR, L.C. COLEMAN, and J.M. HALL. Geological Association of Canada, spec. pap. 16, 311-340.
- JOLLY, W.T. (1978). - Metamorphic history of the Archean Abitibi belt. In : Metamorphism in the Canadian Shield. Geological Survey of Canada paper 78-10. Ed. by FRASER, J.A. & HEYWOOD, W.W. p. 63-78.
- JORON, J.L., BOUGAULT H., WOOD, D.A., TREUIL, M. (1978). - Application de la géochimie des éléments en traces à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. Bulletin de la Société géologique de France, 20., 521-531.
- JUTEAU, T. (1975). - Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie); pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. Sciences de la Terre, Mémoire n° 32, 692 p.
- KALOGEROPOULOS, S.I., SCOTT, S.D. (1983). - Mineralogy and geochemistry of tuffaceous exhalites (Tetsusekiei of the Tuhazawa mine, Hokuroku district, Japan). Economic Geology; monography N°5 sur les "Kuroko deposits". 412-432.
- KNIFE, R.J., WHITE, S.H. (1982). - Microstructure of spaced cleavage. In : Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics, 140-141. Ed. by G.J. BORRA-DAILE, M.B. BOILY, C.McA. POWELL. Springer Verlag.
- KUNO, H. (1968). - Differentiation of basalt magmas. In : Basalts, 2, ed. by H.H. HESS & A. POLDERVAART. 623-688. Wiley, New-York.
- LADURON, D.M. (1971). - A staining method for distinguishing paragonite from muscovite in thin section. American Mineralogist, 56, 1117-1119.
- LAIRD, J. (1982). - Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks : greenschist facies to amphibolite facies. In : Amphiboles : Petrology and experimental phase relations, 113-137. Ed. by D.R. VEBLEN & P.H. RIBBE. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 9B.
- LATULIPPE, M. (1976). - Excursion géologique Val d'Or-Malartic. MRNQ, Québec, DP 367 V.
- LEDUC, M. (1980). - Géologie et lithogéochimie des masses batholitiques de la région de Preissac. MER, Québec, DPV 779.
- LOPEZ-ESCOBAR, L., FREY, F.A., VERGARA, M. (1977). - Andesites and high-alumina basalts from the Central-South Chile high Andes : geochemical evidence bearing on their petrogenesis. Contributions Mineralogy Petrology, 63, 199-228.

- LUDDEN, J., GELINAS, L., TRUDEL, P. (1982). - Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. Part 2 : Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. Canadian Journal of Earth Sciences, 19, 2276-2287.
- LUDDEN, J., HUBERT, C., GARIEPY, C. - The geological evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. Journal of Geology (1986)
- LYDON, J.W. (1984). - Ore deposit models. 8 - Volcanogenic massive sulphide deposits. Part I : A descriptive model. Geoscience Canada, II, 195-202.
- McKENZIE, D.E., CHAPPELL, B.W. (1972). - Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the highlands of Papua, New-Guinea. Contributions Mineralogy Petrology, 35, 50-62.
- MALAVIEILLE, J., ETCHECOPAR, A., BURG, J.P. (1982). - Analyse de la géométrie des zones abritées : simulation et application à des exemples naturels. Comptes-rendus, 294, 279-284.
- MARUYAMA, S., YAMAZAKI, M. (1978). - Paleozoic submarine volcanoes in the high P/T metamorphosed Chichibu system of eastern Shikoku. Journal of volcanology and geothermal research, 4, 199-216.
- MERQ et MRN (1976 à 1983). - Rapports des géologues-résidents, district de Val d'Or-Matagami. 1976 : DPV 578; 1977 : DPV ; 1978 : DPV 652; 1979 : DPV 737; 1980 : DPV 814; 1981 : DPV 868; 1982 : DPV 83-05; 1983 : DPV 84-06.
- MERQ, OGS (1983). - Carte lithostratigraphique de la sous-province de l'Abitibi. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec/Ontario Geological Survey. 1 : 500.000. Cataloguée DV 83-16 à Québec et Map 2484 en Ontario.
- MIYASHIRO, A. (1968). - Metamorphism of mafic rocks. In : "Basalts", 2, HESS & POLDERVAART, ed. Interscience Publish., New-York.
- MIYASHIRO, A. (1973). - Metamorphism and metamorphic belts. Allen & Unwin, London. 492 p.
- MORSE, S.A. (1968). - Revised dispersion method for low plagioclase. American Mineralogist, 53, 105-115.
- MOTTL, M.J. (1983). - Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. Geological Society of America Bulletin, 94, 161-180.
- MOORE, J.G. (1975). - Mechanism of formation of pillow-lava. American Scientist, 63, 269-277.
- MUTTI, E., RICCI-LUCCHI, F. (1972). - Le turbiditi del l'Appennino settentrionale : Introduzione all' analisi di facies. Societa Geologica Italiana, Memorie, 11, 161-199.
- MUTTI, E., RICCI-LUCCHI, F. (1974). - La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. Bulletin de la Société géologique de France, 577-582.
- NORMAN, G.W.H. (1946). - Preliminary maps of NW, NE, SW, SE Bourlamaque, Abitibi county, Quebec. Commission géologique du Canada, Etudes préliminaires 46-15, 46-16, 46-17, 46-18.
- NORMAN, G.W.H. (1947). - Dubuison-Bourlamaque-Louvicourt, Abitibi county, Quebec. Geological Survey of Canada, paper 47-20.
- NUNES, P.D., JENSEN, L.S. (1980). - Geochronology of the Abitibi metavolcanic belt, Kirkland Lake area - progress report. In : Summary of geochronological studies. Ed. by E. G. PYE. Ontario Geological Survey, misc. pap. 92, 40-45.
- NUNES, P.D., PYKE, D.R., JENSEN, L.S. (1978). - Toward an absolute age stratigraphy for the Abitibi greenstone belt, eastern Ontario - Zircon ages from the Timmins and Kirkland Lake areas (abstract). Geological Society of America, Abstracts with programs, 10, 464-465.
- PAWLOSKI, G.A. (1985). - Quantitative determination of mineral content of geological samples by X-ray diffraction. American Mineralogist, 70, 663-667.
- PEARCE J.A. (1980). - Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In : "Ophiolites" : Proceedings International Ophiolites Symposium, Cyprus, 1979. Ed. by A. PANAVALTOU, Ministry of Agriculture and natural Resources, Republic of Cyprus, 261-271.

- PEARCE, J.A. (1983). - Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In : Continental basalts and mantle xenoliths. Ed. by C.J. HAWKESWORTH & J. NORRY, Shiva Geology series, 230-272.
- PEARCE, J.A. (). - A "user's guide" to basalt discrimination diagrams. Unpublished.
- PEARCE, J.A., CANN, J.R. (1973). - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth & Planetary Sciences Letter*, 19, 290-300.
- PEARCE, J.A., NORRY, M.J. (1979). - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions Mineralogy Petrology*, 69, 33-47.
- PECERILLO, A., TAYLOR, S.R. (1976). - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions Mineralogy Petrology*, 58, 63-81.
- PETRUKE, W. (1964). - The analysis of rocks and ores by X-ray diffractometer. *Canadian Mineralogist*, 8, 68-85.
- PETTIJOHN, F.J. (1972). - The archaean of the Canadian shield, a résumé. *Geological Society of America, memoir* 135, pp. 131-149.
- PHILLIPS, E.R. (1974). - Myrmekite - one hundred years later. *Lithos*, 7, 181-194.
- PIBOULE, M. (1979). - L'origine des amphibolites: approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif Central Français. Thèse de Doctorat d'Etat; Université de Lyon-France.
- PICARD, C. (1984). - Evolution génétique et géodynamique du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau dans la partie occidentale du synclinal de Chapais, Abitibi-Est, Québec. Thèse de 3ème cycle, Université Claude-Bernard, Lyon I.
- PICARD, C., PIBOULE, M. (sous presse). - Pétrologie des roches volcaniques du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau à l'Ouest de Chapais (Abitibi-Est, Québec). 1 : Le groupe basal de Roy. *Canadian Journal of Earth Sciences*.
- PICARD, C., PIBOULE, M. (sous presse). - Pétrologie des roches volcaniques du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau à l'Ouest de Chapais (Abitibi-Est, Québec). 2 : Le groupe hautement potassique d'Ope-misca. *Canadian Journal of Earth Sciences*.
- POPOV, V. (1976). - Mine Manitou-Barvue. in "excursion géologique Val d'Or, malartic" ed. par M Latulippe. MRN Québec, DP 367 V, 84-91.
- RAMSAY, B.A., SWAIL, E.E. (1967). - Manitou-Barvue Mines Limited. In : Field excursion guide-book, Northwestern Quebec and Northern Ontario. CIMM Bulletin, 18-21.
- RAYMOND, D. (1983). - Dispersion et altération lithogéochimique à la mine Louvem et ses environs, Val d'Or, Québec. Thèse de maîtrise de sciences, Université Laval, Québec.
- REED, M.H. (1983). - Sea water-basalt reaction and the origin of greenstone and related ore deposits. *Economic Geology*, 78, 466-485.
- RIDLER, R.H. (1970). - Relationship of mineralization to volcanic stratigraphy in the Kirkland-Laredo lake area, Ontario. *Proceedings of the Geological Association of Canada*, 21, 33-42.
- ROBERT, F. (1980). - Pétrographie et pétrochimie des roches encaissantes du gîte de Zn-Cu-Ag de Manitou-Barvue, Val d'Or, Québec. Thèse de maîtrise de sciences, Université de Montréal-Ecole Polytechnique.
- ROEDDER, E. (1984). - Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 12, 644 p.
- ROSE, A.W., BURT, D.M. (1979). - Hydrothermal alteration. In : *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, ed. by H. L. BARNES, 2nd ed., Wiley.
- ROSS, C.R., SMITH, R.L. (1961). - Ash flow tuffs : their origin, geologic relations and identification. U.S. Geological Survey, Prof. Paper 366, 81 p.

- SCHMID, R. (1981). - Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. *Geology*, 9, 41-43.
- SCHMINCKE, H.U. (1977). - Eifel-Vulkanismus östlich des Gebietes Rieden-Mayen. *Fortschritte der Mineralogie*; 1-31.
- SCHMINCKE, H.V., SWANSON, D.A. (1967). - Laminar viscous flowage structures in ash flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Geology*, 75, 641-664.
- SEGUIN, M.K., DAIGLE, R., TURCOTTE, V. (1980). - Paléomagnétisme et profils magnétiques dans le sillon de La Motte-Vassan, Abitibi. MER, Québec, DPV 732.
- SHARP, J.I. (1968). - Canton de Louvicourt. MRNQ, Québec, R.G. 135.
- SMITH, J.V. (1974). - Feldspar Minerals. I : Crystal structures and physical properties. II : Chemical properties and experimental techniques. III : Thermodynamic properties, petrology and occurrence. Springer Verlag.
- SOLER, E. (1980). - Spilites et métallogénie. La province pyrroto-cuprifère de Huelva (S-W Espagne). *Sciences de la Terre, Mémoire n° 39*, (France).
- SPARKS, R.S.J. (1976). - Grain-size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 23, 147-188.
- SPITZ, G., DARLING, R. (1975). - The petrochemistry of altered volcanic rocks surrounding the Louvem copper deposit, Val d'Or, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12, 1820-1849.
- SPITZ, G., DARLING, R. (1978). - Major and minor element litho-geochemical anomalies surrounding the Louvem copper deposit, Val d'Or, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, 1161-1169.
- SPRY, A. (1969). - Metamorphic textures. Pergamon Press, 350p.
- TARNEY, J., WOOD, D.A., SAUNDERS, A.D., CANN, J.R., VARET, J. (1980). - Nature of Mantle heterogeneity in the north atlantic: Evidence from Deep sea drilling. *Transaction of the Royal Society of London*, A297, 179-202.
- TASSE, N., GAUTHIER, N., LAJOIE, J., GELINAS, L. (1982). - Les volcanoclastites du complexe rhyolitique du Cap d'Ours, Rouyn-Noranda, Québec. Exemples des mécanismes de mise en place dans le volcanisme felsique. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, 1337-1349.
- TASSE, N., LAJOIE, J., DIMROTH, E. (1978). - The anatomy and interpretation of an Archean volcanoclastic sequence, Noranda region, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, 874-888.
- TSUBOI, S. (1923). - A dispersion method of determining the plagioclase in cleavage flakes. *Mineralogical Magazine*, 20, 108-122.
- TULLIS, J. (1983). - Deformation of feldspars. In : "Feldspar Mineralogy", ed. by P.H. RIBBE. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 2, 2ème édition, 297-323.
- TULLIS, J., YUND, R.A. (1977). - Experimental deformation of dry Westerly granite. *Journal of Geophysical research*, 82, 5707-5718.
- TURNER, F.J. (1948). - Evolution of Metamorphic rocks. *Geological Society of America Memoir n° 30*.
- URABE, T., SCOTT, S.D., HATTORI, K. (1983). - A comparison of footwall-rock alteration and geothermal systems beneath some Japanese and Canadian volcanogenic massive sulphide deposits. In : *Economic Geology Monograph on "The Kuroko and related volcanogenic massive sulphide deposits"*, ed. by OHMOTO, 345-364.
- VALLEE, M., BOURASSA, R. (1972). - Geology of the Louvem deposit, Val d'Or, Quebec. SOQUEM, rapport inédit.
- VERPAELST, P. (1980). - Rhyolites et roches associées du complexe volcanique de Duprat. MER, Québec, DPV 752.
- WALKER, G.P.L., SELF, S., FROGGATT, P.S. (1981). - The ground layer of the Taupo ignimbrite : a striking example of sedimentation from a pyroclastic flow. *Journal of volcanology and geothermal research*, 10, 1-11.
- WENTWORTH, C.K., WILLIAMS, H. (1932). - The classification and terminology of the pyroclastic rocks. Report, National Research Council, 89, 19-53.
- WHITE, S. (1975). - Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contributions mineralogy petrology*, 50, 287-304.
- WILSON, M.E. (1919). - Le Comté de Timiskaming. Commission géologique du Canada, mémoire N°103.

- WILSON, C.J.N., WALKER, G.P.L. (1982). - Ignimbrite depositional facies: The anatomy of a pyroclastic flow. *Journal of the Geological Society*, **139**, 581-592.
- WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A. (1976). - Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planetary Sciences Letters* **28**, 459-469.
- WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A. (1977). - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**, 325-343.
- WINKLER, H.G.F. (1979). - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer; 5ème ed.
- WOODLAND, B.G. (1985). - Relationships of concretions and chlorite-muscovite porphyroblasts to the developpment of domainal cleavage in low-grade metamorphic deformed rocks from North-Central Wales, Great Britain. *Journal of Structural Geology*, **7**, 205-216.
- WRIGHT, J.V., SMITH, A.L. SELF, S. (1980). - Aworking terminology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and geothermal Research*. **8**, 315-336.

ANNEXES

ANNEXE N°1

DESCRIPTION DE LA MINE MANITOU

Mine Manitou (Golden Manitou) : Manitou Barvue Mines.

Canton : Bourlamaque, carte 32.C.4.

Début d'exploitation : 1942.

Fermeture définitive : 1979.

Substances principales : Zn, Cu.

Substances secondaires : Pb, Ag, Au, As.

Méthode d'exploitation : puits et galeries jusqu'à 1280 m de profondeur.

Etat actuel : effondrement partiel par extraction du pilier de surface.

Production : Cu (de 1955 à 1972) : 3.667.758 t de minerai à 0,98 % Cu.

Zn (de 1942 à 1979) : 7.493.220 t de minerai à 4,5 % de Zn,
0,4 % de Pb et 124 g/t Ag.

Métal extrait :	Cu	30.800 t
	Zn	330.000 t
	Ag	631 t
	Au	9,32 t
	Pb	26 t.

La mine est située dans une unité de roches pyroclastiques felsiques fortement métasomatisées, que surmonte une unité de volcanoclastites felsiques peu altérées (nommées RTB pour rhyolites, tufs et brèches, par les mineurs). (Fig. 84).

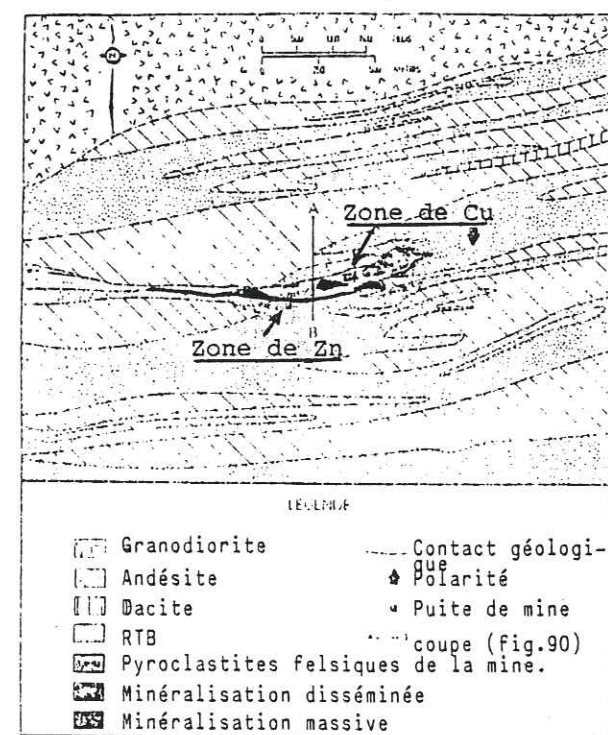


Fig. 84 : Carte de la géologie autour de la mine Manitou, d'après Popov (1976), modifiée par Robert (1980).

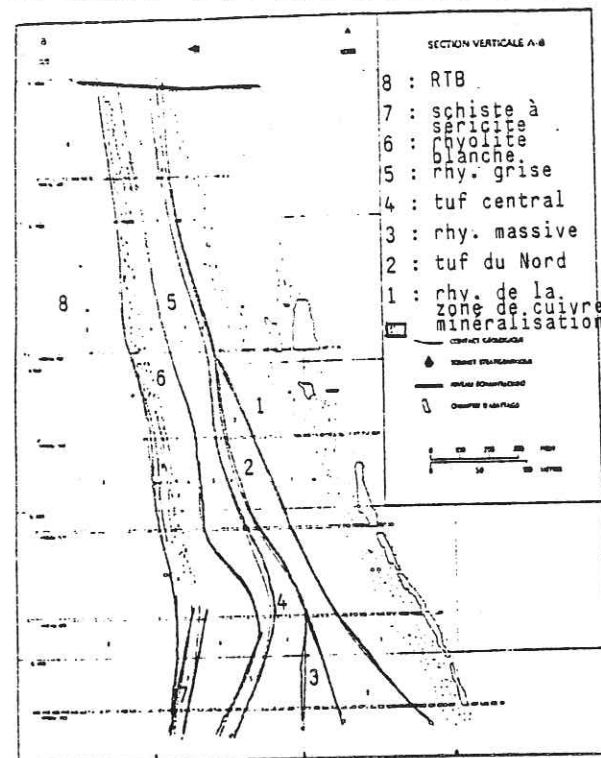
Citant Robert (1980) qui se réfère à Popov (1976), "le gisement lui-même consiste en une zone minéralisée en Zn-Ag, située au contact entre les tufs rhyolitiques et les RTB et qui surmonte une zone minéralisée en Cu située dans les tufs rhyolitiques."

"La zone minéralisée en Zn-Ag est stratiforme, orientée est-ouest avec un pendage de 85° vers le nord; elle s'étend sur plus de 1200m le long de la stratigraphie et à 500 m de profondeur. Cette zone consiste en une série de lentilles de minéralisation massive de pyrite et sphalérite, associées à des schistes à séricite, contenant des quantités accessoires de galène, tennantite et tétraédrite. L'épaisseur de ces lentilles varie entre 3 et 20 m et elles atteignent 260 m de longueur suivant la stratigraphie."

"La zone minéralisée en Cu est de taille beaucoup plus petite de forme plutôt cylindrique, et elle plonge à 65° vers le nord, recoupant légèrement la stratigraphie. En surface, la zone à Cu est à moins

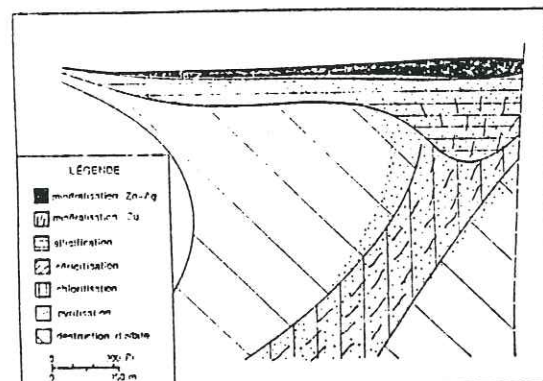
de 35 m de la zone de Zn-Ag, et on l'a exploitée jusqu'à une profondeur de 650 m. Elle consiste en une zone très fracturée contenant plusieurs petits corps minéralisés de veines de chalcopryrite et pyrite. Ces corps minéralisés sont associés à une chloritisation de la roche et ils sont séparés par une série de fractures et de zones de cisaillement parallèles à la stratigraphie (Ramsay et Swail, 1967). Leurs dimensions varient de 3 à 45 m d'épaisseur et de 30 à 150 m de longueur."

D'un point de vue tectonique, les cisaillements sont intenses; la schistosité est orientée N 260-270°, subverticale. La stratigraphie lui semble subparallèle, mais



sont plus magnésiens que dans les RTB. La chloritisation se manifeste dans la zone de Cu qui représente le coeur de la cheminée d'altération. Le rapport Mg/Fe+Mg de la chlorite augmente graduellement du coeur (zone de Cu) vers l'extérieur (zone de Zn), pour tomber brutalement dans les RTB.

- d'un point de vue chimique, Na_2O , CaO , TiO_2 , MnO et CO_2 sont lessivés; K_2O et SiO_2 sont particulièrement enrichis.



Sources:
AVRAMTCHEV et LEBEL-DROLET (1979)
CORNWALL (1955)

Fiche de gîte N° 32C/4-76 du MRN Québec.
ROBERT (1980)

ANNEXE N°2

DESCRIPTION DE LA MINE LOUVEM

Mine Louvem (Société minière Louvem Inc.)

Canton: Louvicourt carte 32 C/4

Début d'exploitation: 1970

Fermeture définitive: 1981

Substances principales: Zn, Cu

Substances secondaires: Au, Ag, Pyrite

Méthode d'exploitation: chantier à ciel ouvert (zone n°1 et 2), puits et galeries dans les six zones.

Etat actuel: noyée, partiellement effondrée

Production et réserves (voir fig.87)

ZONE	PRODUCTION (01/04/81)						RESERVES (01/04/81)										
							PROUVES ET SEMI-PROUVES					PROBABLES					
	Tonnes	% Cu	% Zn	g/t Ag	g/t Au		Tonnes	% Cu	% Zn	g/t Ag	g/t Au	Tonnes	% Cu	% Zn	g/t Ag	g/t Au	
1-2	499,200	1.92															
3 A	270,330	2.0										31,473	1.9				
3 B	111,430	0.20	5.28	39.4	0.68		145,060	-	6.07	33.6	0.9	123,800	-	5.13	38.4	0.5	
4	580,960	0.20	9.27	48.3	2.12		12,850	-	4.37	38.0	1.8	24,760	-	4.89	46.9	8.6	
6	54,030	0.10	6.19	34.3	1.10							27,410	-	11.6	53.1	0.7	
												115,640	1.9	3.8	47.0	0.7	

* : d'après les données fournies par la Société Minière Louvem Inc.

3A : lentilles de la zone 3 minéralisées uniquement en cuivre

3B : lentilles de la zone 3 minéralisées en zinc, cuivre, argent et or

Fig. 87: Production et réserves de la mine Louvem

Les informations qui suivent sont tirées des travaux de SPITZ et DARLING (1975) et RAYMOND (1983). La mine est située dans des unités de pyroclastites felsiques, elles-mêmes intercalées dans les andésites et dacites de la formation de Val d'Or.

La mine compte six zones minéralisées (voir carte géologique de la zone Manitou-Louvem, en annexe), qui, à l'exception de la zone n°4 stratigraphiquement plus basse, sont alignées sur plus de 1,6 km suivant l'horizon pyriteux principal ("horizon Louvem").

On a exploité la chalcopryrite dans les zones n°1 et 2, la blende dans la zone n°5, et ces deux minéraux associés dans les zones n°3, 4 et 6. Les minerais contiennent, en quantité mineur Ag, Pb et Au.

Le minerai se trouve sous la forme de lentilles de sulfures massifs, généralement subconformes à la stratification, d'extension décimétrique à hectométrique et de puissance métrique à décimétrique.

Les différentes zones et lentilles sont séparées par des unités de pyroclastites stériles généralement grossières, ayant probablement canalisé les fluides minéralisateurs; en opposant une barrière à leur progression. Les pyroclastites associées aux minéralisations sont fortement altérées.

Les altérations se manifestent principalement par une chloritisation (zone 1 et 2 particulièrement), une pyritisation qui affecte l'ensemble de l'"horizon Louvem", des séricitisations fréquentes, des silicifications où l'on constate la disparition des plagioclases et, plus accessoirement, des carbonatisations.

Les chlorites magnésiennes entourent les amas minéralisés; les chlorites ferrifères sont associées aux tufs pyritisés.

Toutes ces altérations sont liées à la circulation des fluides minéralisateurs.

D'un point de vue géochimique, on note de fortes anomalies positives en K₂O, Al₂O₃ et MgO, ce dernier étant particulièrement enrichi dans la zone de cuivre. Par contre, FeO, CaO et Na₂O sont déprimés. Les anomalies en Na₂O, K₂O et éventuellement Al₂O₃ semblent être particulièrement aptes à cerner d'éventuelles zones minéralisées.

Sources

Fiche de gîte MRNQ
RAYMOND (1983)
SPITZ et DARLING (1975, 1978)

REMARQUE CONCERNANT LES TABLEAUX D'ANALYSES

Les analyses sont groupées, dans les tableaux qui suivent, en fonction des distinctions pétrographiques effectuées sur le terrain, ainsi, éventuellement, qu'à l'aide du microscope.

En effet, on considère que les principaux éléments chimiques utilisés classiquement pour les nomenclatures sont peu dignes de confiance lorsque les roches que l'on étudie ont subi de deux à quatre altérations importantes. Il s'agit notamment du silicium, du potassium, du sodium, et du calcium. On recommande particulièrement le diagramme Zr/TiO₂-Nb/Y de WINCHESTER et FLOYD (1977) (Fig. 65) qui fournit une classification libérée du problème des éléments particulièrement mobiles.

On a cependant souhaité conserver, dans notre classification pétrographique, les distinctions texturales, et minéralogiques, riches en enseignements.

Ainsi:

- les échantillons N° 86, 735, 736, et 63 sont classés dans les dacites; ce sont en fait des dacites très silicifiées (le fait est d'ailleurs signalé dans le texte).
- l'échantillon N° 38, classé dans les andésites correspond à la matrice très chloriteuse des coussins auquel correspond l'échantillon n° 39.
- dans tous les groupes pétrographiques (c'est notamment le cas pour les microdiorites quartziques), il existe des échantillons ayant subi des altérations modifiant notablement la composition chimique en éléments majeurs. Les analyses présentées sont en fait des analyses de metabasites, métaandésites, métarhyolites, etc.

REF	Basaltes		Basaltes à "Pl"					Andésites					Andésites et dacites porphyriques massives									
	à "Am=Ep"		26	28	29	30	755	21	33	38	39	41	748	752	25	59	82	89	749			
SI02	49.56	47.86	51.96	48.17	54.02	58.22	54.87	62.57	56.18	42.29	57.75	57.86	61.78	67.74	54.48	65.96	62.28	65.52	58.29			
Al 2O3	16.61	12.38	21.74	20.01	18.44	17.33	18.63	16.97	20.23	18.28	16.89	16.85	16.21	14.07	20.78	15.88	18.67	17.59	17.76			
FE2O3*	11.65	16.39	7.96	12.58	8.84	8.66	10.65	7.79	11.39	16.39	8.88	7.41	7.72	6.94	10.39	6.68	5.88	5.57	7.59			
MGO	6.49	6.29	3.48	5.23	5.51	5.24	3.94	3.98	2.33	14.31	6.74	7.91	3.88	1.94	4.16	3.98	2.76	3.18	4.96			
CaO	8.95	13.68	6.98	10.58	8.81	4.58	6.99	2.68	1.96	3.45	2.69	5.99	5.76	3.33	4.82	2.69	5.27	2.66	8.17			
Na2O	3.58	1.57	6.03	2.27	3.71	4.78	3.31	4.65	3.82	2.48	5.26	3.19	3.68	3.57	4.13	4.88	4.25	2.73	2.12			
K2O	1.58	0.28	0.81	0.83	0.16	0.82	0.83	0.79	1.98	0.83	0.13	0.75	0.82	0.69	0.72	0.22	0.54	1.73	0.81			
TiO2	1.25	0.96	0.76	0.89	0.98	0.89	1.21	0.41	1.72	2.33	1.38	1.29	0.97	1.21	0.31	0.48	0.91	0.79	0.79			
MNO	0.14	0.18	0.13	0.23	0.19	0.28	0.21	0.13	0.13	0.17	0.12	0.18	0.09	0.16	0.09	0.09	0.08	0.18	0.13			
P2O5	0.58	0.57	0.11	0.18	0.15	0.15	0.15	0.19	0.35	0.35	0.23	0.24	0.14	0.34	0.20	0.18	0.16	0.21	0.18			
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00			
REF	76	739	26	28	29	30	755	21	33	38	39	40	41	73	732	748	752	25	59	82	89	749
Y	36.00	24.00	29.00	23.00	28.00	25.00	25.00	26.00	46.00	35.00	29.00	28.00	29.00	35.00	15.00	25.00	31.00	33.00	33.00	27.00	28.00	23.00
SR	535.00	278.00	287.00	386.00	384.00	169.00	211.00	184.00	194.00	219.00	238.00	248.00	256.00	92.00	225.00	263.00	85.00	315.00	113.00	247.00	194.00	222.00
RD	18.00	3.00	13.00	1.00	3.00	1.00	1.00	13.00	68.00	2.00	3.00	3.00	28.00	5.00	8.00	1.00	11.00	13.00	5.00	8.00	48.00	8.00
ZR	254.00	170.00	98.00	74.00	96.00	88.00	98.00	134.00	282.00	221.00	158.00	162.00	165.00	191.00	83.00	157.00	288.00	182.00	224.00	153.00	146.00	138.00
MB	10.00	7.00	5.00	4.00	6.00	5.00	4.00	7.00	12.00	12.00	18.00	18.00	8.00	8.00	4.00	7.00	8.00	9.00	11.00	7.00	6.00	7.00
BA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CO	49.00	41.00	24.00	37.00	25.00	21.00	25.00	19.00	27.00	52.00	38.00	8.00	0.00	14.00	28.00	0.00	13.00	22.00	0.00	14.00	0.00	0.00
CR	628.00	533.00	73.00	165.00	165.00	45.00	72.00	63.00	3.00	314.00	212.00	8.00	0.00	14.00	89.00	0.00	18.00	45.00	0.00	37.00	0.00	0.00
CU	10.00	9.00	29.00	88.00	76.00	68.00	59.00	56.00	189.00	47.00	97.00	0.00	0.00	78.00	22.00	0.00	24.00	58.00	0.00	68.00	0.00	0.00
NI	228.00	166.00	38.00	54.00	36.00	21.00	29.00	21.00	14.00	185.00	88.00	8.00	0.00	21.00	23.00	0.00	14.00	21.00	0.00	11.00	0.00	0.00
ZN	115.00	56.00	97.00	141.00	125.00	188.00	184.00	65.00	278.00	169.00	127.00	8.00	0.00	86.00	64.00	0.00	112.00	198.00	0.00	115.00	0.00	0.00
V	286.00	277.00	219.00	387.00	271.00	223.00	389.00	182.00	388.00	338.00	287.00	8.00	0.00	168.00	164.00	0.00	177.00	288.00	0.00	194.00	0.00	0.00
Li	12.00	7.00	33.00	19.00	34.00	29.00	27.00	36.00	58.00	51.00	29.00	0.00	0.00	18.00	6.00	0.00	13.00	36.00	0.00	21.00	0.00	0.00
Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pb	0.00	10.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.00	8.00	0.00	0.00	0.00	5.00	0.00	0.00	45.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BA/RB	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZR/Y	7.86	7.88	3.38	3.22	3.43	3.28	3.68	5.15	6.13	6.31	5.45	5.79	5.69	5.46	5.53	6.28	6.71	5.52	6.79	5.67	5.21	6.88
MB/Y	0.28	0.29	0.17	0.17	0.21	0.28	0.16	0.27	0.26	0.34	0.34	0.36	0.28	0.23	0.27	0.28	0.26	0.27	0.33	0.26	0.21	0.38
MB+Y	46.00	31.00	34.00	27.00	34.00	38.00	29.00	33.00	58.00	47.00	39.00	38.00	37.00	43.00	19.88	32.00	39.00	42.00	44.00	34.00	34.00	38.00
RB/SR	0.83	0.81	0.86	0.88	0.81	0.81	0.88	0.13	0.35	0.81	0.81	0.81	0.88	0.85	0.88	0.88	0.13	0.84	0.84	0.83	0.25	0.88

	Rhyolite: coulées de lave							Rhyolites: blocs dans pyroclastites				Dacites													
REF	1	45	47	62	64	65	757	6	8	31	35	3	9	32	44	48	52	53	63	79	86	735	736	753	756
SI02	75.46	72.97	74.33	68.54	74.83	75.28	73.58	76.18	72.99	74.54	72.31	64.15	65.67	65.17	68.68	66.22	69.11	65.95	76.57	69.79	78.78	77.28	77.47	55.32	61.73
AL2O3	13.93	14.84	12.88	19.53	11.53	12.88	12.26	12.35	13.42	12.44	13.74	17.32	14.18	16.15	13.64	14.95	14.07	15.23	9.94	15.37	11.66	18.87	18.72	16.62	16.65
FE2O3*	2.18	3.16	3.72	8.52	5.87	3.76	4.83	1.63	0.98	1.88	3.18	4.14	6.39	8.95	6.21	7.21	6.87	7.26	3.74	3.46	3.89	4.48	3.82	9.68	9.99
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MGO	0.22	2.15	1.53	5.22	2.28	0.52	0.52	-	0.89	0.89	-	2.25	1.84	2.65	2.59	2.81	1.88	2.32	1.58	0.29	0.48	2.15	3.39	9.48	3.82
CaO	2.81	2.66	2.84	0.53	1.89	1.94	2.64	2.68	5.21	4.33	3.26	6.52	4.35	2.16	3.55	3.83	2.55	3.25	3.83	4.81	0.19	0.54	0.43	2.67	1.84
Na2O	5.66	3.86	4.99	2.81	2.96	2.58	4.46	4.78	5.82	5.83	5.67	3.87	5.26	2.56	2.12	4.89	3.83	3.58	3.46	3.91	3.85	3.19	3.22	5.85	2.84
K2O	0.32	0.62	0.86	1.99	0.85	2.71	0.76	1.27	0.36	0.34	1.14	1.63	0.82	1.38	1.99	0.24	1.34	1.27	0.54	1.62	1.48	0.77	1.07	0.14	1.68
TiO2	0.12	0.41	0.35	1.35	0.33	1.88	0.74	1.87	0.84	1.28	0.68	0.64	1.23	0.61	0.82	1.12	0.88	0.76	0.22	1.25	0.37	0.47	0.44	0.62	1.98
MNO	0.84	0.84	0.83	0.87	0.17	0.89	0.86	0.86	0.86	0.85	0.83	0.88	0.89	0.86	0.89	0.87	0.15	0.17	0.12	0.87	0.85	0.18	0.82	0.28	0.88
P2O5	0.85	0.88	0.86	0.24	0.87	0.89	0.24	0.14	0.22	0.19	0.16	0.28	0.24	0.38	0.32	0.27	0.27	0.28	0.88	0.31	0.85	0.31	0.21	0.29	0.27
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
REF	1	45	47	62	64	65	757	6	8	31	35	3	9	32	44	48	52	53	63	79	86	735	736	753	756
Y	39.00	38.00	47.00	31.00	38.00	32.00	34.00	33.00	31.00	26.00	58.00	19.00	36.00	36.00	47.00	41.00	35.00	38.00	29.00	47.00	34.00	38.00	29.00	34.00	33.00
SR	131.00	194.00	148.00	88.00	58.00	59.00	88.00	381.00	257.00	185.00	249.00	344.00	163.00	283.00	234.00	142.00	94.00	235.00	67.00	99.00	58.00	27.00	54.00	66.00	168.00
RD	4.00	15.00	2.00	42.00	16.00	62.00	23.00	26.00	4.00	18.00	23.00	26.00	21.00	64.00	65.00	5.00	38.00	28.00	12.00	41.00	35.00	15.00	28.00	38.00	88.00
ZR	283.00	263.00	317.00	272.00	197.00	219.00	221.00	193.00	197.00	166.00	247.00	161.00	195.00	289.00	264.00	248.00	167.00	123.00	198.00	289.00	223.00	154.00	148.00	159.00	234.00
MB	8.00	14.00	18.00	11.00	11.00	8.00	6.00	9.00	8.00	7.00	9.00	13.00	8.00	8.00	11.00	11.00	11.00	7.00	12.00	18.00	8.00	7.00	7.00	8.00	9.00
BA	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
CO	4.00	8.00	8.00	4.00	3.00	2.00	7.00	1.00	1.00	8.00	8.00	16.00	8.00	21.00	8.00	8.00	8.00	11.00	1.00	4.00	1.00	4.00	2.00	6.00	23.00
CR	5.00	8.00	8.00	34.00	8.00	15.00	28.00	26.00	35.00	3.00	12.00	25.00	8.00	12.00	8.00	8.00	1.00	8.00	8.00	21.00	15.00	7.00	6.00	6.00	11.00
CU	1.88	8.00	8.00	7.00	43.00	37.00	66.00	68.00	63.00	148.00	58.00	29.00	8.00	23.00	8.00	8.00	118.00	99.00	38.00	186.00	16.00	294.00	8.00	69.00	28.00
NI	1.00	8.00	8.00	25.00	8.00	1.00	4.00	3.00	8.00	8.00	8.00	15.00	8.00	17.00	8.00	8.00	8.00	2.00	8.00	4.00	1.00	1.00	8.00	8.00	15.00
ZN	38.00	8.00	8.00	568.00	182.00	128.00	66.00	31.00	24.00	28.00	156.00	186.00	8.00	258.00	8.00	84.00	182.00	46.00	63.00	98.00	384.00	58.00	96.00	179.00	
V	28.00	8.00	8.00	236.00	25.00	31.00	146.00	156.00	116.00	288.00	38.00	186.00	8.00	442.00	8.00	8.00	75.00	178.00	13.00	178.00	25.00	13.00	8.00	27.00	382.00
Li	7.00	8.00	8.00	58.00	28.00	11.00	14.00	9.00	2.88	3.00	6.00	17.00	8.00	68.00	8.00	8.00	13.00	18.00	14.00	13.00	19.00	25.00	21.00	14.00	52.00
Ag	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Pb	8.00	8.00	8.00	11.00	3.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	5.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	3.00	248.00	7.00	8.00	8.00
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
BA/RB	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
ZR/Y	5.21	6.92	6.74	8.77	6.37	6.84	6.38	3.85	6.35	6.38	4.94	8.47	5.42	5.81	5.62	6.85	4.77	4.18	6.55	6.15	6.56	5.13	5.18	4.68	7.89
MB/Y	8.21	8.37	8.21	8.35	8.37	8.25	8.18	8.27	8.26	8.27	8.18	8.68	8.22	8.22	8.23	8.27	8.31	8.23	8.41	8.21	8.24	8.23	8.24	8.24	8.27
MB+Y	47.00	52.00	57.00	42.00	41.00	48.00	48.00	42.00	39.00	33.00	59.00	32.00	44.00	44.00	58.00	52.00	46.00	37.00	41.00	57.00	42.00	37.00	36.00	42.00	42.00
RD/SR	8.03	8.88	8.81	8.53	8.32	1.85	8.26	8.89	8.82	8.18	8.89	8.88	8.13	8.32	8.28	8.84	8.32	8.12	8.18	8.41	8.78	8.56	8.37	8.45	8.58

Microdiorites quartziques

Batholite de
Bourlamaque
Filon couche
de Dunraine

Microgranites albitiques

REF	2	11	14	19	20	37	68	75	77	85	87	88	742	744	745	4	24	54	78	98	740	741
S102	58.85	68.36	62.32	60.47	60.36	58.98	59.12	63.98	65.10	57.85	63.95	59.82	63.22	72.85	57.56	66.65	70.88	77.87	75.92	73.34	71.27	73.58
AI 203	16.45	17.12	17.22	15.97	15.86	17.24	18.31	18.27	15.81	16.25	17.58	16.58	15.38	14.38	19.38	15.78	14.16	11.78	11.57	14.67	14.78	13.13
FE203	9.17	7.16	7.53	6.73	7.01	7.75	8.70	5.85	6.67	7.97	5.96	7.88	10.57	4.22	6.53	7.83	4.46	3.32	3.24	1.92	4.98	4.85
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
HGO	5.69	4.12	4.52	6.63	5.60	4.49	4.77	3.26	4.98	6.39	3.62	6.01	4.26	8.99	6.68	4.83	2.68	1.87	1.28	0.86	1.58	2.23
EAD	7.88	5.83	3.45	6.10	7.17	6.85	2.58	1.81	2.86	1.62	2.49	5.88	1.99	0.94	6.18	1.19	3.26	0.78	1.22	2.24	0.81	1.02
NA20	2.74	3.77	3.71	2.92	3.03	2.89	4.51	5.97	4.85	2.68	5.29	3.29	2.21	4.39	2.40	3.58	4.51	4.64	5.18	6.05	4.38	1.57
P20	0.82	0.68	0.11	0.85	-	0.76	1.19	0.71	0.49	0.81	0.34	0.38	0.95	0.99	0.42	1.21	0.21	0.89	0.68	1.85	1.85	2.49
TI02	0.79	0.76	0.84	0.83	0.73	0.77	0.58	0.54	0.34	0.93	0.61	0.87	0.95	0.81	0.62	0.21	0.48	0.24	0.87	0.49	0.96	0.78
MHD	0.11	0.10	0.11	0.07	0.07	0.10	0.06	0.04	0.15	0.14	0.07	0.06	0.25	0.87	0.16	0.84	0.85	0.83	0.87	0.84	0.87	0.86
P205	0.18	0.18	0.19	0.23	0.17	0.16	0.17	0.44	0.37	0.17	0.17	0.19	0.22	0.37	0.16	0.36	0.19	0.25	0.12	0.14	0.28	0.29
TOTAL	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88	188.88
REF	2	11	14	19	20	37	68	75	77	85	87	88	744	745	4	24	54	78	98	740	741	
Y	21.88	38.88	29.88	26.88	25.88	28.88	28.88	43.88	29.88	28.88	26.88	26.88	37.88	17.88	35.88	39.88	33.88	48.88	35.88	34.88	33.88	33.88
SR	238.88	224.88	199.88	191.88	232.88	288.88	138.88	158.88	81.88	299.88	158.88	198.88	99.88	388.88	53.88	135.88	97.88	58.88	123.88	78.88	47.88	47.88
RB	2.88	14.88	2.88	1.88	1.88	14.88	15.88	17.88	9.88	8.88	18.88	5.88	28.88	6.88	21.88	3.88	1.88	16.88	18.88	21.88	55.88	55.88
ZR	138.88	153.88	145.88	168.88	163.88	147.88	162.88	288.88	238.88	147.88	152.88	138.88	218.88	86.88	238.88	293.88	152.88	229.88	261.88	181.88	171.88	171.88
NB	4.88	58.88	6.88	7.88	6.88	7.88	8.88	18.88	11.88	7.88	11.88	7.88	9.88	14.88	14.88	18.88	7.88	18.88	18.88	8.88	11.88	11.88
BA	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	5.88	19.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88
CO	25.88	17.88	8.88	21.88	22.88	18.88	19.88	16.88	18.88	8.88	8.88	8.88	6.88	85.88	8.88	8.88	2.88	3.88	15.88	5.88	6.88	6.88
CR	127.88	54.88	8.88	131.88	185.88	88.88	71.88	73.88	193.88	8.88	8.88	8.88	38.88	132.88	8.88	8.88	8.88	2.88	68.88	68.88	8.88	81.88
CU	25.88	7.88	8.88	3.88	3.88	25.88	5.88	3.88	128.88	8.88	8.88	8.88	2.88	61.88	8.88	8.88	8.88	8.88	2.88	24.88	8.88	8.88
NI	61.88	18.88	8.88	79.88	69.88	22.88	25.88	29.88	186.88	8.88	8.88	8.88	49.88	65.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	44.88	46.88	46.88
ZN	8.88	47.88	8.88	184.88	25.88	84.88	113.88	32.88	271.88	8.88	8.88	8.88	58.88	142.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	62.88	58.88	58.88
V	167.88	178.88	8.88	178.88	171.88	288.88	179.88	112.88	112.88	8.88	8.88	8.88	9.88	34.88	8.88	8.88	11.88	9.88	5.88	16.88	14.88	14.88
Li	39.88	18.88	8.88	22.88	14.88	28.88	34.88	19.88	39.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88
Ag	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	7.88	195.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88
Pb	11.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	6.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88
	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88
BA/RB	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88
ZR/Y	6.57	5.18	5.88	6.46	6.52	5.65	5.79	6.51	7.93	5.25	5.85	5.88	8.24	8.82	8.42	8.26	8.21	8.25	8.29	8.24	8.33	8.33
NB/Y	8.19	1.93	8.21	8.27	8.24	8.27	8.29	8.23	8.38	8.25	8.42	8.27	46.88	31.88	47.88	49.88	48.88	58.88	45.88	42.88	44.88	44.88
NB+Y	25.88	88.88	35.88	33.88	31.88	33.88	36.88	53.88	48.88	35.88	37.88	33.88	8.28	8.82	8.48	8.82	8.81	8.28	8.15	8.38	1.17	1.17
RB/SR	8.81	8.86	8.81	8.81	8.88	8.87	8.12	8.11	8.11	8.88	8.86	8.83										

Tufs à cristaux

Tufs à lapilli

REF	13	15	66	69	83	751	10	22	23	49	50	51	57	58	60	61	67	70	72	74	80	84	733	738
S102	60.63	67.93	62.14	73.34	68.44	70.50	64.62	64.97	64.78	63.75	51.93	70.49	66.28	76.15	84.87	59.58	71.87	59.54	63.65	63.17	76.52	68.67	74.48	67.74
AL203	17.65	15.71	18.29	18.67	15.48	14.79	15.27	15.86	15.91	16.88	19.93	13.61	15.81	11.65	9.54	9.87	12.78	15.38	15.31	16.81	12.22	14.09	12.81	15.07
FE203	0.86	3.36	8.08	5.97	2.94	6.53	6.61	6.24	6.55	6.20	13.88	5.79	6.13	3.84	1.26	5.13	5.38	9.74	6.72	7.39	4.86	3.91	4.43	5.93
MSO	4.83	5.37	4.18	3.81	0.18	1.33	6.88	3.43	3.23	2.94	8.44	3.41	4.75	1.89	1.55	12.59	5.08	6.05	3.62	3.05	3.48	1.11	1.94	2.54
CAO	2.43	2.86	1.49	2.73	4.29	0.56	0.43	3.29	3.74	5.46	1.70	1.83	2.82	3.53	0.18	11.15	0.98	4.47	4.85	4.98	0.48	4.07	0.49	2.81
NA2O	5.73	4.93	4.38	2.89	5.49	3.66	4.25	5.12	4.77	4.31	3.28	4.26	3.22	3.96	0.58	0.38	1.87	3.37	5.48	4.14	0.49	4.18	3.64	4.19
126	0.15	0.03	0.88	0.11	1.43	1.21	0.88	0.13	0.83	0.28	0.11	0.61	0.72	0.15	1.95	0.68	1.41	0.07	0.21	0.14	1.99	2.47	1.31	0.35
1102	0.24	0.32	0.28	0.92	1.42	1.14	0.88	0.71	0.72	0.69	1.17	0.58	0.81	0.32	0.13	0.13	0.56	0.93	0.66	0.86	0.38	1.19	0.57	1.81
MNO	0.11	0.88	0.11	0.11	0.88	0.11	0.88	0.18	0.11	0.11	0.11	0.28	0.87	0.84	0.81	0.43	0.16	0.26	0.16	0.13	0.85	0.88	0.87	0.13
P2O5	0.18	0.22	0.17	0.25	0.33	0.17	0.21	0.14	0.16	0.18	0.23	0.11	0.19	0.86	-	0.14	0.16	0.19	0.14	0.28	0.32	0.23	0.26	0.23
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
REF	13	15	66	69	83	751	10	22	23	49	50	51	57	58	60	61	67	70	72	74	80	84	733	738
Y	27.00	31.00	26.00	32.00	40.00	15.89	32.00	35.00	33.00	34.00	19.88	33.00	38.00	29.00	58.00	48.00	31.00	29.00	24.00	32.00	34.00	36.00	35.00	1.88
SR	198.00	146.00	164.00	141.82	139.88	58.88	57.00	111.00	248.00	241.88	138.88	48.00	89.88	136.88	17.88	58.88	33.00	198.00	77.88	237.00	393.88	123.88	52.88	1.88
KB	4.00	1.88	18.88	2.88	31.88	3.88	16.88	3.88	1.88	9.88	2.88	12.88	12.88	4.88	33.88	11.88	28.88	2.88	5.88	1.88	35.88	54.88	27.88	1.88
2R	146.00	219.00	137.00	189.00	278.00	54.88	188.00	199.00	287.00	197.88	178.88	199.00	289.00	185.88	168.88	154.88	184.88	165.88	122.88	173.88	178.88	193.88	192.88	1.88
MB	6.88	7.88	6.88	8.88	16.88	4.88	11.88	9.88	11.88	9.88	8.88	7.88	8.88	7.88	8.88	7.88	7.88	7.88	5.88	6.88	9.88	8.88	18.88	1.88
BA	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88
CO	21.88	18.88	21.88	8.88	8.88	8.88	18.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	14.88	8.88	8.88	8.88	8.88
CR	48.88	188.88	46.88	8.88	8.88	8.88	187.88	8.88	8.88	34.88	8.88	8.88	8.88	8.88	11.88	11.88	8.88	8.88	163.88	8.88	8.88	8.88	6.88	8.88
CU	6.88	8.88	28.88	8.88	8.88	8.88	46.88	8.88	8.88	5.88	8.88	8.88	8.88	8.88	133.88	7.88	8.88	8.88	24.88	8.88	8.88	8.88	6.88	8.88
NI	17.88	44.88	16.88	8.88	8.88	8.88	84.88	8.88	8.88	7.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	117.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88
2N	89.88	61.88	188.88	8.88	8.88	8.88	61.88	8.88	8.88	38.88	8.88	8.88	8.88	8.88	488.88	281.88	8.88	8.88	153.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88
V	172.88	192.88	176.88	8.88	8.88	8.88	153.88	8.88	8.88	114.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	17.88	8.88	8.88	8.88	17.88	8.88
Li	28.88	68.88	28.88	8.88	8.88	8.88	45.88	8.88	8.88	15.88	8.88	8.88	8.88	8.88	18.88	33.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	17.88	8.88
Ag	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	1.88	8.88	8.88	8.88	3.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88
Pb	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	3.88	8.88	8.88	8.88	8.88	22.88	67.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	28.88	8.88
	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88
BA/RB	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88	8.88
2R/Y	5.41	7.86	5.27	5.91	6.95	6.27	5.88	5.69	6.27	5.79	8.95	6.83	6.97	6.38	3.36	3.85	5.94	5.69	5.88	5.77	5.24	5.58	5.49	1.88
MB/Y	0.22	0.23	0.23	0.25	0.48	0.27	0.34	0.26	0.33	0.26	0.32	0.21	0.27	0.24	0.14	0.18	0.23	0.24	0.21	0.28	0.26	0.22	0.29	1.88
MB+Y	33.88	38.88	32.88	48.88	56.88	19.88	43.88	44.88	44.88	43.88	25.88	48.88	38.88	36.88	58.88	47.88	38.88	36.88	29.88	36.88	43.88	44.88	45.88	2.88
RB/SR	0.82	0.81	0.11	0.81	0.22	0.85	0.28	0.83	8.88	0.84	0.82	0.25	0.13	0.83	1.94	0.22	0.85	0.81	0.86	8.88	0.89	0.44	0.52	1.88

COMPOSITIONS CHIMIQUES ET CARACTÈRES OPTIQUES DES PLAGIOCLASES

1 - MÉTHODES OPTIQUES

Tsuboi (1923) détermine la composition des plagioclases en mesurant les indices de réfraction non principaux. Le principe est le suivant:

- tous les plagioclases possèdent deux clivages, (001) et (010), dont l'orientation par rapport aux axes cristallographiques est déterminée.
- pour un plagioclase de composition donnée, les paramètres qui définissent son ellipsoïde des indices sont complètement déterminés en grandeur (indices de réfraction principaux) et en orientation (par rapport aux axes cristallographiques).
- par suite, les indices de réfraction non principaux d'un fragment de clivage sont tout aussi caractéristiques de la composition que les indices principaux, et beaucoup plus faciles à mesurer.
- en effet, les clivages (001) et (010) sont parfaits ou quasi-parfaits. La poudre obtenue en pulvérisant un plagioclase est donc constituée en majeure partie de fragments de clivage.

Les mesures se font par immersion dans des liquides d'indices connus (Cargille).

Les courbes de Tsuboi donnent la composition en fonction des deux indices non principaux α' et γ' dans (001) et (010). Schématiquement (*), pour une composition donnée, γ' varie selon que l'on a affaire à (001) ou à (010). Par contre, dans le même cas, α' est sensiblement le même sauf, dans une certaine mesure, pour les plagioclases calciques (écart maximal 2 %). On peut donc le plus souvent se contenter de mesurer α' .

Par rapport à l'habituelle méthode de Michel-Lévy, celle de Tsuboi présente les avantages suivants :

- elle ne nécessite pas de lame mince.
- elle n'est pas statistique : à chaque valeur numérique précise correspond une composition précise.
- étant très rapide, elle permet de multiplier les mesures, donc de connaître les variations éventuelles de la composition du plagioclase dans un échantillon donné.

Par contre :

- elle n'est pas applicable aux plagioclases altérés.
- elle exige des particules mesurables (quelques dizaines de microns).
- elle ne distingue pas entre la molécule Ab et la molécule Or.

Un autre de ses caractères est d'être sensiblement indépendante de l'histoire thermique du plagioclase étudié en ce qui concerne α' .

Avec des raffinements appropriés (correction de température, usage de la dispersion), elle peut être rendue très rapide et exacte à la fois. Le meilleur exposé récent est celui de Morse (1968).

2 - RÉSULTATS

Nous avons voulu rappeler en détail le principe et l'intérêt de cette méthode car elle a beaucoup d'avantages et peu d'adeptes.

Pratiquement, ici, elle a permis de vérifier systématiquement la nature strictement albitique des pseudomorphoses de plagioclases. Les indices de réfraction calculés par MORSE (1968) (α') sont de 1,5264 (An 0% théorique), 1,5269 (An1%) et, par extrapolation, 1,5299 (An3%). Ici, les indices mesurés sont toujours compris entre 1,528 et 1,530 indiquant de 0 à 3% d'anorthite. Dans l'échantillon N°7-8, les feldspaths courrés d'épidote ont un indice α' 1,534 incertain (An=10%). Cette variation est imputable à la présence d'épidote qui ne permet pas d'obtenir une bonne mesure.

Les mêmes plagioclases analysés à la microsonde ont 0,5 à 2,5% d'anorthite.

(*) Pour plus de précisions, voir BURRI et al. (1967), pl. XVII.

ANALYSES A LA MICROSONDE

Les analyses chimiques à la microsonde ont été faites au laboratoire de chronologie des terrains cristallins et volcanologie de l'université de Clermont Ferrand (France).

Les conditions de travail sont les suivantes:

Tension d'accélération: 15 KV

Courant échantillon : 11 mA

Diamètre du faisceau : 1 à 2 micromètres

Temps de comptage : 20 secondes

Standards utilisés : K:orthose; Na,Si: Albite; Ca: wollastonite; Fe: Fe₂O₃; ...

Al: Al₂O₃; Mn,Ti: Mn TiO₃Mg: olivine.

La limite de détection est de 100 à 1000 ppm suivant les éléments.

Le polissage des lames minces a été effectué à une épaisseur de trente microns, au carbure, puis à la pâte diamantée de granulométrie 1 micron et 1/4 micron. Le polissage final a été fait à l'oxyde de chrome.

Lorsque le polissage est parfait, l'expérience a montré que, contrairement à certaines habitudes, il est nettement préférable d'utiliser des temps de comptage relativement longs (20 secondes au lieu de 10 secondes) qui donnent une bien meilleure reproductibilité des analyses.

Dans ces conditions, pour un minéral donné, de composition homogène à l'intérieur d'une même plage ou entre différents grains, deux analyses sont suffisantes pour donner une excellente estimation statistique de sa composition chimique (voir, à ce sujet, les analyses des chlorites).

L'analyse des épidotes et des feldspaths n'a pas soulevé de problème particulier, sinon pour la difficulté de sélectionner des plages utilisables dans des matériaux très recristallisés.

Quant aux micas blancs, leur caractère très finement disséminé ajouté à leur richesse en eau de constitution rend difficile l'obtention de très bonnes analyses, et explique que les totaux sont souvent situés hors de la fourchette de tolérance de 100 ± 1%.

La variabilité des compositions chimiques obtenues pour un même minéral dans un échantillon donné reflète le degré d'homogénéisation métamorphique finale du minéral (albite, chlorites, micas blancs et épidotes sont d'origine métamorphique). Il est élevé pour les chlorites, nettement plus bas pour les micas blancs et les épidotes.

Un dispositif annexe de la microsonde (système Link) permet de "visualiser" instantanément le spectre de composition chimique d'un minéral donné. Ce dispositif a été fréquemment utilisé pour détecter la présence éventuelle de Potassium dans les plagioclases et la matrice quartzofeldspathique des différents échantillons analysés. On a ainsi constaté que la seule phase minérale potassique était le mica blanc.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: platour@ujf-grenoble.fr

27

ANNEXE N° 7

XIII

XIV

CHLORITES

	6	7	8	11	12	13	14	17	18
K	0.0000	0.0004	0.0002	0.0003	0.0000	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002
CA	0.0003	0.0006	0.0002	0.0004	0.0000	0.0001	0.0005	0.0005	0.0007
TE	0.0007	0.0024	0.0009	0.0004	0.0011	0.0006	0.0001	0.0000	0.0008
FI	0.0030	0.0024	0.0029	0.0024	0.0000	0.0029	0.0023	0.0028	0.0030
WH	0.2882	0.2746	0.2840	0.2897	0.2792	0.0046	0.2784	0.2810	0.2749
NA	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002
SI	0.2494	0.2367	0.2432	0.2470	0.2512	0.2395	0.2406	0.2349	0.2417
AL	0.2290	0.2323	0.2356	0.2400	0.2262	0.2333	0.2331	0.2267	0.2276
HG	0.1291	0.1205	0.1292	0.1291	0.1368	0.1249	0.1285	0.1280	0.1335
QH	0.1348	0.1113	0.1145	0.1161	0.1148	0.1129	0.1130	0.1112	0.1129
	1.0145	0.9812	1.0108	1.0255	1.0095	0.9990	0.9967	0.9853	0.9954

CHLORITES

	27		757		750		39										75	78	79
	25	26	42	43	44	50	51	57	58	59	60	61	71	72	75	78	79		
K	0.0002	0.0003	0.0000	0.0000	0.0002	0.0005	0.0002	0.0001	0.0003	0.0000	0.0013	0.0002	0.0001	0.0003	0.0000	0.0000	0.0004		
CA	0.0004	0.0004	0.0013	0.0002	0.0000	0.0007	0.0005	0.0000	0.0004	0.0005	0.0006	0.0006	0.0003	0.0002	0.0008	0.0007	0.0005		
TI	0.0001	0.0021	0.0005	0.0008	0.0006	0.0002	0.0004	0.0007	0.0003	0.0006	0.0010	0.0001	0.0003	0.0004	0.0008	0.0008	0.0004		
HN	0.0012	0.0012	0.0019	0.0018	0.0017	0.0017	0.0024	0.0022	0.0025	0.0026	0.0617	0.0021	0.0024	0.0019	0.0028	0.0021	0.0029		
FE	0.1935	0.1935	0.2981	0.3095	0.2962	0.1832	0.1844	0.1809	0.1817	0.1970	0.1968	0.1967	0.2027	0.2007	0.2036	0.2029	0.2053		
SA	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0002	0.0002	0.0000	0.0000	0.0022	0.0001	0.0003	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000		
NI	0.2686	0.2660	0.2232	0.2411	0.2399	0.2647	0.2639	0.2577	0.2604	0.2691	0.2699	0.2628	0.2666	0.2644	0.2671	0.2672	0.2685		
AL	0.2216	0.2242	0.2264	0.2402	0.2349	0.2180	0.2105	0.2215	0.2195	0.2044	0.2121	0.2108	0.2145	0.2116	0.2166	0.2126	0.2113		
SH	0.1919	0.1916	0.1095	0.1097	0.1191	0.2089	0.2049	0.2036	0.2042	0.1985	0.1967	0.1908	0.1981	0.2017	0.2006	0.1967	0.2024		
UH	0.1101	0.1102	0.1081	0.1139	0.1132	0.1103	0.1167	0.1168	0.1171	0.1170	0.1224	0.1124	0.1182	0.1176	0.1190	0.1178	0.1108		
	0.9978	0.9975	0.9689	1.0166	1.0058	0.9962	0.9840	0.9837	0.9863	0.9919	1.0646	0.9787	1.0036	0.9987	1.0113	1.0008	1.0105		

CHLORITES

		6 3		1 0		1 4		6 1	
		5	6	7	10	11	16	17	26
K	0.0000	0.0000	0.0002	0.0003	0.0002	0.0002	0.0001	0.0000	0.0001
CA	0.0004	0.0002	0.0002	0.0003	0.0263	0.0004	0.0003	0.0003	0.0004
TI	0.0004	0.0004	0.0003	0.0004	0.0014	0.0004	0.0010	0.0003	0.0004
HM	0.0004	0.0000	0.0002	0.0022	0.0013	0.0022	0.0024	0.0021	0.0019
FE	0.3361	0.3343	0.3370	0.2741	0.2560	0.2638	0.2758	0.2244	0.2095
NA	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0002	0.0001
SI	0.2270	0.2402	0.2258	0.2502	0.2350	0.2427	0.2484	0.2558	0.2658
AL	0.2421	0.2416	0.2335	0.2441	0.2410	0.2427	0.2424	0.2380	0.2192
HG	0.0895	0.0941	0.0850	0.1363	0.1279	0.1355	0.1361	0.1689	0.1741
OH	0.1111	0.1137	0.1090	0.1170	0.1140	0.1159	0.1167	0.1177	0.1167
	1.0071	1.0245	0.9913	1.0249	1.0033	1.0109	1.0234	1.0081	0.9927

		3 2		1 1		7 4 5		4 9		1 7		XV	
		45	46	51	52	55	62	68	69	72	75	76	82
K	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0003	0.0001	0.0011	0.0009	0.0003	0.0000	0.0001	0.0001
CA	0.0004	0.0003	0.0008	0.0005	0.0005	0.0005	0.0007	0.0014	0.0019	0.0006	0.0002	0.0003	0.0006
TI	0.0005	0.0004	0.0003	0.0000	0.0000	0.0002	0.0007	0.0007	0.0025	0.0008	0.0006	0.0003	0.0009
HM	0.0024	0.0016	0.0021	0.0010	0.0036	0.0037	0.0024	0.0033	0.0020	0.0027	0.0031	0.0023	0.0028
FE	0.2859	0.2882	0.2858	0.2838	0.2206	0.2194	0.1628	0.1575	0.1475	0.2266	0.2294	0.2088	0.2101
NA	0.0000	0.0005	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
SI	0.2419	0.2364	0.2444	0.2395	0.2632	0.2528	0.2771	0.2873	0.2896	0.2513	0.2487	0.2788	0.2721
AL	0.2400	0.2305	0.2418	0.2361	0.2189	0.2159	0.2215	0.2143	0.2044	0.2407	0.2406	0.2128	0.2243
HG	0.1257	0.1178	0.1256	0.1232	0.1018	0.1744	0.2112	0.2169	0.2191	0.1679	0.1684	0.1884	0.1874
OH	0.1145	0.1112	0.1152	0.1129	0.1173	0.1146	0.1199	0.1211	0.1197	0.1174	0.1172	0.1192	0.1202
	1.0114	0.9870	1.0161	0.9971	1.0066	0.9841	0.9965	1.0035	0.9873	1.0084	1.0082	1.0114	1.0214

MICAS BLANCS

		1 7		2 7		7 5 7		3 9		1 0	
		1	2	11	13	14	16	36	37	38	46
K	0.0879	0.0931	0.0928	0.0970	0.0781	0.0212	0.0977	0.0891	0.0991	0.0947	0.0871
CA	0.0004	0.0000	0.0004	0.0004	0.0003	0.0008	0.0007	0.0003	0.0015	0.0007	0.0009
TI	0.0027	0.0015	0.0021	0.0011	0.0006	0.0002	0.0017	0.0016	0.0011	0.0016	0.0016
HM	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
FE	0.0122	0.0116	0.0118	0.0112	0.0098	0.0045	0.0267	0.0271	0.0300	0.0224	0.0233
NA	0.0105	0.0134	0.0156	0.0117	0.0226	0.0598	0.0052	0.0046	0.0054	0.0088	0.0076
SI	0.4664	0.4574	0.4635	0.4493	0.4529	0.4443	0.3188	0.3245	0.3290	0.3746	0.3670
AL	0.3774	0.3710	0.3881	0.3635	0.3845	0.4183	0.0217	0.0200	0.0212	0.0040	0.0040
HG	0.0039	0.0035	0.0033	0.0043	0.0038	0.0007	0.0457	0.0466	0.0470	0.0466	0.0460
OH	0.0460	0.0452	0.0465	0.0445	0.0456	0.0476	1.0133	1.0249	1.0432	1.0299	1.0121
	1.0081	0.9972	1.0242	0.9835	0.9987	1.0178	1.0125	1.0304	1.0125	1.0304	1.0125

		6 3		6 0		6 1		1 4		4 9	
		1	2	3	4	9	20	21	40	41	42
K	0.0559	0.0918	0.0340	0.0957	0.0982	0.0546	0.0497	0.0889	0.0757	0.0940	0.0328
CA	0.0010	0.0000	0.0016	0.0001	0.0000	0.0028	0.0009	0.0004	0.0011	0.0000	0.0167
TI	0.0008	0.0010	0.0004	0.0028	0.0012	0.0006	0.0008	0.0004	0.0011	0.0005	0.0010
HM	0.0000	0.0004	0.0000	0.0004	0.0000	0.0039	0.0003	0.0004	0.0001	0.0005	0.0005
FE	0.0134	0.0213	0.0105	0.0213	0.0213	0.0022	0.0028	0.0026	0.0025	0.0041	0.0015
NA	0.0333	0.0129	0.0410	0.0157	0.0121	0.0403	0.0245	0.0134	0.0208	0.0087	0.0369
SI	0.4755	0.4759	0.4739	0.4753	0.4844	0.4913	0.4005	0.4782	0.4902	0.5174	0.4478
AL	0.3868	0.3787	0.4077	0.3893	0.3726	0.3975	0.3562	0.3877	0.4021	0.3614	0.4120
HG	0.0023	0.0042	0.0019	0.0031	0.0060	0.0016	0.0039	0.0052	0.0036	0.0137	0.0018
OH	0.0468	0.0468	0.0475	0.0475	0.0471	0.0482	0.0451	0.0469	0.0482	0.0481	0.0464
	1.0159	1.0332	1.0184	1.0513	1.0430	1.0430	0.9647	1.0244	1.0453	1.0484	0.9975

ANNEXE N° 8
EVALUATION VISUELLE DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES ("cachet" mafique ou felsique)

La présence de paragenèses épizonales et hydrothermales (détaillées au chapitre III) conduit facilement à des erreurs d'interprétation lors de l'observation des matériaux volcanogènes des formations archéennes.

Sur le terrain comme en laboratoire, elles nécessitent donc l'utilisation de règles de détermination bien strictes (*).

1 - Macroscopiquement

Le critère de "couleur des patines" est bon, mais doit être utilisé avec discernement.

L'aspect des roches en cassure fraîche, résumé ci-dessous, semble être le seul critère suffisamment robuste pour être utilisé sans risque d'erreur notable.

<u>Couleur</u>	<u>Texture</u>	<u>Composition déduite</u>
Gris clair (bleuâtre, verdâtre) à gris-foncé Éclat ± luisant	Fine, conchoïdale ou esquilleuse, lisse.	Rhyolitique, dacitique
Gris-verdâtre plus ou moins sombre.	Plus ou moins finement granulaire, "rugueuse"	Andésitique.
Vert sombre "intense" à noire, éclat mat.	Granulaire ou méso-granulaire, rugueuse.	Basaltique.

Par contre, le critère de dureté utilisé par certains géologues s'avère d'emploi délicat, car le quartz apparaît, parfois très abondamment, dans les paragenèse d'altération de la plupart des roches mafiques.

2 - Microscopiquement

En lame mince, on évalue le cachet mafique de la roche en évaluant les proportions relatives des principaux minéraux de l'association épimétamorphique (quartz + albite + chlorite + actinote + épidote s.l. + séricite).

Pour une lave notamment, l'abondance de la chlorite (si la chloritisation ne résulte pas de phénomènes hydrothermaux) est directement fonction de la quantité de pyroxène ou d'amphibole, et de la composition du verre, donc de la "maficité" de la roche.

La nature originelle du plagioclase est un élément important des taxinomies pétrographiques. Dans des conditions de métamorphisme topochimique, on devrait pouvoir l'évaluer d'après sa pseudomorphose d'altération, mais on a vu que la spilitisation avait, le plus souvent, totalement albitisé les plagioclases, même calciques (**).

(*) Il n'y a pas de règles véritablement fiables dans les roches fortement métasomatisées et/ou cisailées, qui présentent fréquemment une intense séricitisation ou chloritisation.

(**) Les plagioclases épidotisés, bien reconnaissables à l'affleurement, ne sont pas nécessairement d'anciens plagioclases calciques saussuritisés, mais souvent des plagioclases pseudomorphosés pas de l'épidote - au cours d'une métasomatose à épidote - quelle que soit leur nature originelle.

BIOTITE									
I 1									
7 4 5									
44	49	50	66	73	73	73	54	58	59
0.0000	0.0772	0.0883	0.0881	0.850	0.1030	0.1005	0.0982	0.1036	0.1017
0.0000	0.0015	0.0015	0.0006	0.0001	0.0007	0.3003	0.0009	0.0009	0.0009
0.0015	0.0015	0.0017	0.0006	0.0033	0.0015	0.0101	0.0101	0.0113	0.0117
0.0004	0.0007	0.0014	0.0017	0.0003	0.0000	0.0014	0.0031	0.0019	0.0017
0.0209	0.0002	0.0014	0.0031	0.0132	0.0240	0.1754	0.1743	0.1673	0.1499
0.0105	0.0135	0.0122	0.0193	0.0108	0.0057	0.0008	0.0007	0.0001	0.0010
0.4797	0.4750	0.4651	0.4676	0.4776	0.4596	0.3638	0.3630	0.3728	0.3670
0.3642	0.3779	0.3585	0.3742	0.3785	0.3570	0.1745	0.1781	0.1804	0.1779
0.0053	0.0179	0.0073	0.0047	0.0058	0.0075	0.1280	0.1262	0.1239	0.1247
0.3463	0.0448	0.0455	0.0459	0.0448	0.0451	0.0396	0.0397	0.0404	0.0399
1.0234	0.9966	1.0146	1.0063	1.0313	1.0039	0.9944	0.9943	1.0084	0.9960
PLAGIOCLASES									
5 4									
7 4 5									
34	37	39	39	10	15	16	19	68	69
0.0003	0.0000	0.0003	0.0019	0.0001	0.0018	0.0001	0.0003	0.0003	0.0006
0.0035	0.0023	0.0067	0.0019	0.0051	0.0018	0.0013	0.0009	0.0036	0.0029
0.0005	0.0001	0.0002	0.0000	0.0004	0.0004	0.0002	0.0003	0.0000	0.0003
0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0001	0.0002	0.0004	0.0000	0.0000	0.0003
0.0005	0.0003	0.0031	0.0004	0.0003	0.0001	0.0001	0.0000	0.0000	0.0003
0.1149	0.1134	0.1142	0.1193	0.1085	0.1174	0.1055	0.1183	0.1074	0.1063
0.6743	0.6671	0.6684	0.6739	0.6731	0.6839	0.6801	0.6666	0.6882	0.6947
0.2070	0.2035	0.2063	0.2090	0.2093	0.2090	0.2080	0.2053	0.2079	0.2120
0.0000	0.0000	0.0003	0.0003	0.0015	0.0013	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
0.9964	0.9950	1.0251	0.9985	1.0013	1.0133	1.0024	0.9920	1.0079	1.0112
K									
I 1									
7 4 5									
44	49	50	66	73	73	73	54	58	59
0.0000	0.0772	0.0883	0.0881	0.850	0.1030	0.1005	0.0982	0.1036	0.1017
0.0000	0.0015	0.0015	0.0006	0.0001	0.0007	0.3003	0.0009	0.0009	0.0009
0.0015	0.0015	0.0017	0.0006	0.0033	0.0015	0.0101	0.0101	0.0113	0.0117
0.0004	0.0007	0.0014	0.0017	0.0003	0.0000	0.0014	0.0031	0.0019	0.0017
0.0209	0.0002	0.0014	0.0031	0.0132	0.0240	0.1754	0.1743	0.1673	0.1499
0.0105	0.0135	0.0122	0.0193	0.0108	0.0057	0.0008	0.0007	0.0001	0.0010
0.4797	0.4750	0.4651	0.4676	0.4776	0.4596	0.3638	0.3630	0.3728	0.3670
0.3642	0.3779	0.3585	0.3742	0.3785	0.3570	0.1745	0.1781	0.1804	0.1779
0.0053	0.0179	0.0073	0.0047	0.0058	0.0075	0.1280	0.1262	0.1239	0.1247
0.3463	0.0448	0.0455	0.0459	0.0448	0.0451	0.0396	0.0397	0.0404	0.0399
1.0234	0.9966	1.0146	1.0063	1.0313	1.0039	0.9944	0.9943	1.0084	0.9960

DOCTORATE THESIS of
SCIENTIFIC, TECHNOLOGICAL AND MEDICAL
UNIVERSITY OF GRENoble
Speciality Geology Applied

12 JUIN 1987

Title of the work :

AN ATTEMPT AT RETRACING THE PETROLOGIC
HISTORY OF ARCHEAN POLYMETAMORPHIC VOLCANICS :
example of Manitou-Louvem zone, Val d'Or, Québec

Name of the author : Michel GIRAULT

Establishment : Scientific, Technological and Medical University
of Grenoble

UNIVERSITE DE GRENoble
INSTITUT DE GEOLOGIE

DOCUMENTATION

RUE MAURICE - GIGNOUX

38031 GRENoble CEDEX

TEL (76) 87.46.42

ABSTRACT

The Manitou-Louvem zone, with massive sulphide deposits, consists of subaqueous volcanic series (lavas, pyroclastics, sills), most of which is part of the so-called Val d'Or formation.

At the base, there are amphibole epidote basalts. They derive, through minor partial melting, from a mantle source enriched in light hygromagmaphile elements. They are followed by a close association of intermediate and felsic lavas, of coarse-grained, usually felsic and monogenic pyroclastics, and of hypabyssal dioritic sills. All are comagmatic, linked with the basal basalts. The sills mark the transition between the Bourlamaque diorite at the core of the Val d'Or central volcanic complex, and the effusive volcanism. The geochemical trend is calcalkaline but the evolutionary trends (through dry fractional crystallization) appear to be tholeiitic : according to the stratigraphy, they vary through evolution of the fractionation processes and depletion of the mantle source. At the top, the Heva formation, with more definitely tholeiitic hyperaluminous basalts, heralds the progressive return to abyssal volcanism following the island-arc volcanism (Val d'Or formation). Each volcanism originates from different geographic locations and magmatic trends. A marginal basin model would allow these features to be reconciled, and explain the tholeiitic-calcalkaline inconsistency. The latter deserves detailed study.

The mineralogy results from alterations and successive metamorphisms (all of which characterized through detailed study of secondary minerals), including spilitization and metasomatism (connected or not with mineralizations), and regional metamorphism. The latter belongs to the greenschist facies (biotite zone). Problems concerning the interpretation of the mineralogy of « greenstones » (an unduly « trivial » term), are examined in detail.

The author strongly feels that mining prospection would benefit from such studies, which ought to be made part of its methods as an additional way for recognizing mineralized vs barren, environments.

KEYWORDS

Canada ; Abitibi ; Val d'Or ; Archean ; Central volcanic complex ; greenstone ; Massive sulphide deposits ; Mineralogy ; Petrography ; Metavolcanics ; Pyroclastics ; Greenschist facies ; Spilitization ; Metasomatism ; Geochemistry ; Calcalkaline ; Tholeiitic ; Petrogenesis ; Fractional crystallization ; Geology ; Prospection.

THESE de DOCTORAT de
l'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE
spécialité Géologie Appliquée

Titre de l'ouvrage :

**PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE
DE VOLCANITES ARCHÉENNES POLYMÉTAMORPHIQUES**
— reconstitution de l'histoire pétrologique —
(zone minière Manitou-Louvem, Val d'Or, Québec)

Nom de l'auteur : Michel GIRAULT

Établissement : Université Scientifique, Technologique et
Médicale de Grenoble
Institut Dolomieu

RÉSUMÉ

La zone Manitou-Louvem, à minéralisations de sulfures massifs, comporte une série volcanique sous-marine (laves, pyroclastites et sills) appartenant, pour l'essentiel, à la formation de Val d'Or.

À la base, des basaltes à amphiboles et boules d'épidote dérivent, par faible fusion partielle, d'une source mantellique enrichie en éléments hygromagmaphiles légers. Vient ensuite l'intime association de laves intermédiaires et felsiques, de pyroclastites grossières généralement felsiques et monogéniques, et de filon-couches hypovolcaniques de diorite. Toutes ces roches sont comagmatiques, et liées aux basaltes de la base. Les filon-couches font la transition entre la diorite de Bourlamaque qui noyautait le complexe volcanique central de Val d'Or, et le volcanisme effusif. Le cachet géochimique est calcoalcalin, mais les tendances d'évolution (cristallisation fractionnée anhydre) sont tholéitiques : elles varient selon la stratigraphie, par évolution des modalités de fractionnement et appauvrissement de la source mantellique. Au sommet, la formation de Héva, avec des basaltes évolués hyperalumineux d'affinité tholéitique plus franche, marque le retour progressif au volcanisme abyssal, après celui d'arc insulaire (formation de Val d'Or) : ils proviennent d'un centre éruptif et d'une lignée d'évolution différents. Un modèle de bassin marginal permettrait de concilier tous ces caractères et pourrait expliquer la contradiction tholéitique-calcoalcalin, qui mériterait une étude détaillée.

La minéralogie est issue des altérations et métamorphismes successifs, que l'on caractérise grâce à une étude précise de minéraux secondaires : spillitisation, métasomatoses liées ou non aux minéralisations, métamorphisme régional. Celui-ci est du faciès des schistes verts (zone à biotite). Les problèmes d'interprétation pour la minéralogie des « roches vertes » (termes abusivement banalisés) sont examinés en détail.

L'auteur estime que la prospection minière devrait tirer profit de telles études, qu'elle devrait intégrer à ses méthodes comme un élément supplémentaire de reconnaissance des milieux minéralisés par opposition aux zones stériles.

MOTS-CLÉS

Canada ; Abitibi ; Val d'Or ; Archéen ; Complexe volcanique central ; Roches vertes ; Sulfures massifs ; Minéralogie ; Pétrographie ; Métavolcanites ; Pyroclastites ; Faciès des schistes verts ; Spillitisation ; Métasomatose ; Géochimie ; Calcoalcalin ; Tholéitique ; Pétrogenèse ; Cristallisation fractionnée ; Géologie ; Prospection.

Abstract : see on reverse side.

12 JUIN 1987

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.42